

Introducción

El presente volumen reúne una selección de trabajos dedicados al estudio de la geología de Cuba, desarrollados a lo largo de varios años y originalmente publicados en diferentes números de la Revista Maya de Geociencias. Su integración persigue ofrecer una visión articulada de problemas que, aunque abordados de manera independiente, contribuyen al interés general sobre la evolución geodinámica del territorio cubano.

Los estudios reunidos abarcan tres líneas fundamentales. Primero, la geología de Cuba occidental, donde se examinan aspectos estratigráficos, sedimentológicos y tectónicos de los complejos metamórficos, la región de premontaña y la Cordillera de Guaniguanico y sus unidades asociadas, con énfasis en la complejidad de los sistemas de flysch, olistostromas y asociaciones ofiolíticas. Segundo, los trabajos dedicados al Macizo Metamórfico Escambray, que constituyen una contribución sistemática a su litoestratigrafía, evolución metamórfica y problemática tectónica, abordando cuestiones aún debatidas como la estructura en mantos, la significación de sus unidades superiores y la naturaleza de sus basamentos. Finalmente, se incluyen estudios temáticos que, desde una perspectiva más general, analizan procesos y asociaciones litológicas clave, como mélanges, eclogitas y metasomatismo en rocas ultramáficas, aportando elementos interpretativos de alcance regional.

Más que una recopilación, este volumen pretende ser una herramienta de consulta que facilite la lectura continua de problemas interrelacionados y estimule nuevas discusiones sobre la evolución geodinámica de la región. La Revista Maya de Geociencias espera que la publicación de estos materiales reunidos faciliten el trabajo de todos los interesados en la geología de Cuba.

Ing. Humberto Álvarez Sánchez

Tabla de Contenidos

Grupo A. Geología de Cuba occidental.

1. El perfil geológico de Cuba occidental entre el macizo metamórfico Pinos y el Golfo de México.
2. Estratigrafía del Piedemonte Meridional de la Provincia de Pinar del Río. Flysch y olistostromas de la Depresión de San Diego. Contribución al léxico estratigráfico de Cuba.
3. Las Formaciones del Paleógeno de la Faja Cangre de la Cordillera de Guaniguanico de Cuba occidental y su significado tectónico.
4. Las formaciones Pons y Peñas del Cretácico de la Sierra de Los Órganos. 5. Serpentinitas cizalladas, detríticas y oficalcitas del Valle de Pons en la Sierra de Los Órganos de Cuba occidental.

Grupo B. Complejos metamórficos de Cuba central.

1. Litoestratigrafía del Macizo Metamórfico Escambray. Volumen uno.
2. Litoestratigrafía del Macizo Metamórfico Escambray. Volumen 2.
3. Litoestratigrafía del Macizo Metamórfico Escambray. Volumen 3. El Grupo La Sierrita. Unidad superior del Macizo Metamórfico Escambray.
4. Dilemas en la litoestratigrafía y el metamorfismo en la tectónica de mantos del Macizo Metamórfico Escambray de Cuba central.
5. Redefinición de los Esquitos Cristalinos El Algarrobo. Litodema asociado al grupo de formaciones metaterrígenas y a la Formación Cobrito del Macizo Metamórfico Escambray de Cuba Central.
6. Granitos subyacentes en el Macizo Metamórfico Escambray. ¿Posible metalogenia oculta?
7. Macizo Metamórfico Escambray: El problema de la cianita y la emersión del Escambray
8. Edades absolutas y paleontológicas del Complejo Anfibolítico de Mabujina, Cuba.

Grupo C. Estudios temáticos.

1. Melanges y megamelanges en la geología de Cuba.
2. Significado geotectónico de las rocas eclogíticas de Cuba central. (1992).
3. Rodingitas y Listwanitas. Procesos metasomáticos típicos de las rocas ultramáficas.

Grupo A. Geología de Cuba occidental.

En la continuación analítica del campo gravitacional del GTN [16,17]) el cuerpo supuesto por Dickerson, se destaca por rodearse de límites borrosos entre “capa basáltica y granítica”, aumento del espesor cortical e indefinición de la discontinuidad de Moho. Estos datos son coherentes con refusión o granitización de la corteza y un extenso complejo plutónico, quizá parcialmente metamorfozados, cuyos afloramientos suministraron clastos de granitoides y, probablemente, gneiss del basamento extraídos por la intrusión, encontrados por Vermunt (1937) en la región de El Guayabo al NW de la ciudad de Pinar del Río: más probable que clastos y bloques derivados de un basamento de Bahamas, aflorado cerca de esta región [38]. La probabilidad de que el cuerpo dibujado por Dickerson exista es casi igual a, geológicamente, 100% y ocuparía una posición semejante a la del macizo granítico de Manicaragua con respecto al Escambray. Es curioso que la información disponible sobre este macizo siálico no se refleje en la literatura con la excepción de Furrzola-Bermúdez *et al.*, 1964, Figura no. 7.

Alto del Guanál

Descubierto por gravimetría, magnetometría y sísmica a partir de los años 50 [64,20,67] en la literatura de Cuba se dedica poca atención al Alto del Guanál. Cubierto por depósitos del Neógeno, dentro de sus límites, ocurre el intenso campo anómalo complejo reflejado en los mapas de Bouguer y magnetométrico [57,58]. Los pozos Guanál 1A (vulcanitas y serpentinitas a 873 m) y Rojas (vulcanitas y serpentinitas a 820 m) 20 Km al NW del primero (Figura 4), revelan la composición litológica volcánica y ultrabásica del macizo llamado "complejo geosinclinal del Aptiano-Albiano y Cenomaniano-Turoniano" [25]. Es así que el Alto del Guanál es una buena explicación de las anomalías asociadas. Promontorio con una tendencia a la elevación destacada, se erosiona intensamente a partir del Campaniano, hecho claramente revelado en los sedimentos de las depresiones de San Diego y Los Palacios, cuyos patrones de relleno reflejan etapas de movimiento dinámico, seguidos por periodos de tranquilidad o estabilidad.

Los flancos de la estructura son fallas escalonadas de gran profundidad que comprimen el macizo. Trabajos antiguos [9,22,13,64,20], señalaron importantes fracturas bajo las coberturas del Mioceno. El trazo de la fractura principal, al sur de la Falla Pinar ya aparece publicado en 1963 [53], (Figura 5); mostrada como una falla lateral siniestra que tiene su trazo en tierra firme, desde Punta de Cartas, hasta la Provincia de La Habana; redescubierta en época posterior [55]. Díaz Duque y Álvarez-Sánchez [4], por continuación analítica del GTN la destacaron y denominaron Falla Los Palacios, profunda, activa, transcortical, con un buzamiento al SE de 45°; considerada la principal de Cuba occidental. Más tarde fue llamada Falla Guane [11,12], descrita como eje de la Cuenca de San Diego-Los Palacios, extendida NE-SO 280 km y profundidad 30 km, hasta el manto superior [11,12]. Los perfiles entre el pozo San Diego 1 y los pozos Guanál 1 A y Rojas, indican enormes desniveles entre las columnas litológicas respectivas El pozo San Diego 1, al Norte de la falla, corta las rocas volcánicas solo a los 3000 m. De acuerdo con García Sánchez (1978) según los datos geofísicos [55,56], las rocas del "complejo geosinclinal" *yacen directamente sobre el basamento cristalino y están unidas con las formaciones metamórficas del piso estructural inferior.*

Con tal interpretación es posible estar de acuerdo. Existen buenos fundamentos a favor de que gran parte de las estructuras cubanas, metamorfozadas o no, descansan sobre un zócalo cristalino, siálico o quizá intermedio. El límite más preciso para el cambio de corteza por el norte del Alto del Guanál, sería la Falla Los Palacios [4,5,6] o Falla Guane [12]. El perfil GTN aporta información que revela hacia el centro del elevado una faja estrecha rellena por rocas muy densas con una especie de coraza trituradas menos densa. Esta “faja” se hunde 40°-45° hacia el Sur hasta 25 km. Bajo ella está borrada la superficie de Moho. El bloque al Norte se hunde, dando lugar a una cuenca rellena de sedimentos. El bloque al Sur yace levantado, cubierto por una fina sección de sedimentos. Álvarez-Sánchez y Díaz Duque [4] interpretaron esta faja de rocas densas como un cuerpo ofiolítico y mélangé serpentinitico, equivalente al cinturón ultramáfico de Cuba central. Allí las ofiolitas y el Mélangé serpentinitico Santa Clara [7] se hunden al sur 55 km a un ángulo de 65° [10], (Figura 2), ángulo mayor a causa de la mayor compresión del perfil de Cuba central.

Zonas San Diego

La Zona San Diego es la franja lineal y estrecha entre el borde Sur de la Cordillera de Guaniguanico y en contacto con el borde norte de la Zona de Los Palacios, a través de la Falla Los Palacios (o Guane). Hasta el Eoceno Medio la sedimentación tuvo como fuente principal el Arco Volcánico de Zaza, Golfo de Batabanó y Elevado del Guanál; proceso que duró hasta quedar sumergido uno bajo el mar y hundirse el otro por un sistema de fallas escalonadas al sur de la Falla Pinar. Existen cambios faciales notables demostrados por Buttica (1946), al E y W de San Diego de los Baños, destacados por los mecanismos de relleno más que por la composición de los sedimentos. La columna estratigráfica detallada fue establecida por Álvarez-Sánchez (1975) (Figura 6). La región de San Diego cortada por el perfil (Figura 2) contiene biostromos Campaniano-Maastrichtianos y potentes niveles de flysch y olistostromas del Paleoceno y Eoceno Inferior [3]. A partir del Campaniano los macizos volcánicos y graníticos y su fundamento metamorfozados, estuvieron aflorados, en ocasiones, no distantes de la decena de kilómetros, de las depresiones que recibían sus derrubios. A partir del Maastrichtiano tardío la cuenca del flysch y olistostromas de la Sierra de Los Órganos y de la Depresión de San Diego se comunicaban; hasta cuando la infrainserción de Norte a Sur de la Sierra de Los Órganos provocó una flexura positiva (fore-bulge) subparalela al Alto del Guanál e interrumpió dicha comunicación. Esta comunidad de fuentes de suministro es negada por varios autores [46,38]. Se objeta la presencia de clastos de la Sierra de Los Órganos en San Diego como supuesta demostración de la desconexión “Sierra de Los Órganos” y “San Diego” y prueba de la total aloctonía de la Sierra de Los Órganos en su posición actual.

Sin embargo, la existencia, de detritos de la Cordillera de Guaniguanico en las formaciones de la Depresión de San Diego (al Sur de la Cordillera) y al norte en sus equivalentes en la región de Bahía Honda, dispone de evidencias indiscutibles de más de 80 años atrás. En Vermunt [65]. se encuentran las descripciones de litoclastos de Guaniguanico en la Depresión de San Diego. En la localidad A.608, a 5 km al NW de la Ciudad de Pinar del Río, Vermunt (op cit.) describe “blue and violet limestone pebbles occur, probably

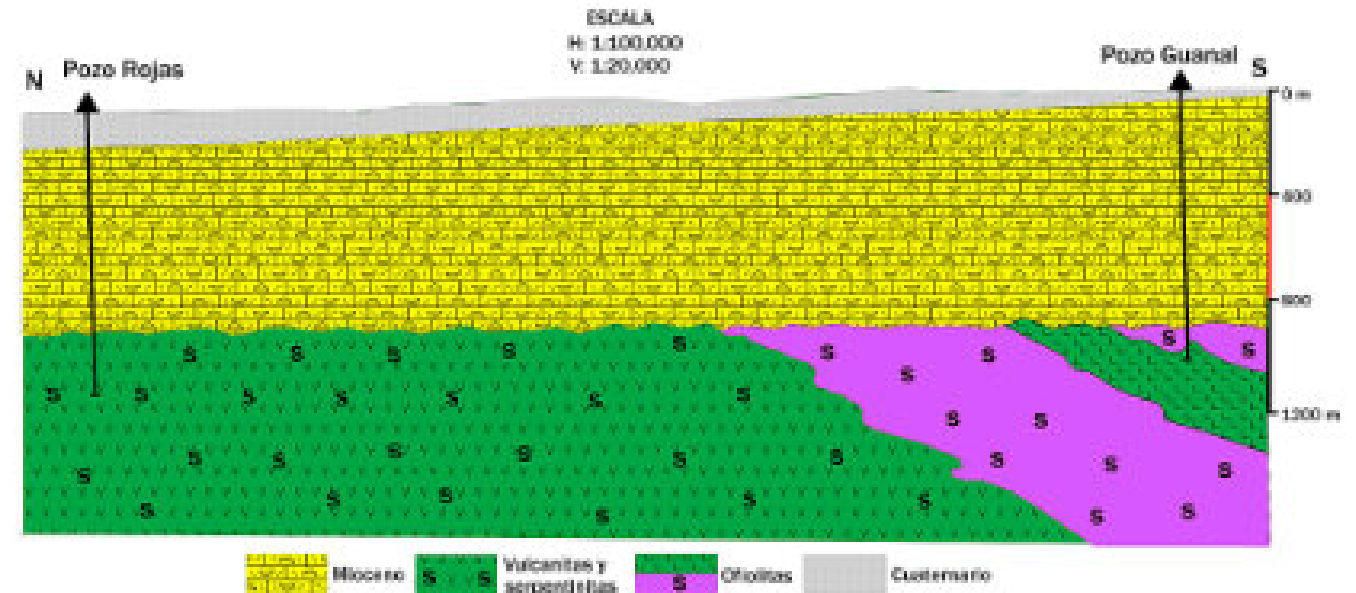


Figura.4. Intersecciones de los pozos Rojas 1 y Guanál 1A sobre el Levantamiento Guanál (redibujado de García Sánchez, 1978).

derived from the San Andres formation". Álvarez-Sánchez, 1975, encontró en rocas paleocénicas al norte de Pinar del Río, clastos de cuarzo de vetas y barítico, cuarcitas, metagabros y esquistos metaterrígenos sin duda provenientes de las Fms. Arroyo Cangre y Cerro de Cabras, de las unidades de Alturas de Pizarras del Sur [46] y Faja Cangre [35] del Sur de la Sierra de Los Órganos, inmediatas ambas a la zona San Diego.

A esto se suma el reporte de clastos de la Formación San Juan y Martínez (Maastrichtiano) en la Fm. Manacas del Paleoceno-Eoceno Inferior de la Sierra de Los Órganos; sin que ninguna mención sobre este hecho significativo, se registre en las publicaciones posteriores de esta región. Ya Vermunt (1937a y 1937b) señaló al NW de Viñales y NW de Sumidero en localidades de la “Facies de Montaña”; una caliza con *Camerina Dickersoni* y *Orbitoides Browni*; completamente típicas de la Formación San Juan y Martínez. Hatten (1957; pag. 31) describe en la Formación Manacas clastos de rudistas, pelecípodos y de calizas de banco del tipo de arrecife próximo, que con seguridad razonable provienen de los arrecifes de la Formación San Juan y Martínez. En [1] se describen fragmentos de las calizas biohermicas de rudistas en un pozo en el Llano de Manacas (al Norte de la Sierra Ancón). Álvarez-Sánchez (1975, 1981, 1984ab) describe localidades similares en la Formación Manacas de la parte central de la Sierra de Los Órganos, donde capas de brechas contienen bioclastos de “San Juan y Martínez” inconfundibles.

En los últimos años la zona San Diego resaltó notoria a causa de los llamados "gneiss de El Guayabo" [38]. Esta rocas fueron descubiertas por Vermunt (1937) y redescubiertas por Álvarez-Sánchez (1975); dando el crédito a su descubridor. Los gneiss yacen junto a otros metamórficos, clastos de granitos, pegmatitas e ignitas de todo tipo en los flysch y olistostromas de El Guayabo, al norte de Pinar del Río (Figura 6). Los gneiss y otros metamórficos son clastos milimétricos en la base del Paleoceno, aumentan de tamaño hacia arriba, junto con grandes olistolitos de vulcanitas; aunque ningún clasto de gneiss es mayor que un decímetro. La más llamativa

ocurrencia se encuentra en la Formación La Majagua (Figura 6), un flysch landeniano-ypresiano, con arcosas impuras y abundante clastos de gneiss, feldespáticas y metamorfitas diversas. En las margas blancas y puras intercaladas en las arcosas el contenido de moscovita fresca a veces es tan elevado (más de 20%), que los afloramientos brillan a la luz solar.

Los gneiss se relacionan con clastos de composición específica, entre ellos: aplopegmatitas graníticas, dioritas aplíticas, anfibolitas, granitos feldespáticos, esquistos granate albiticos y otros. Por eso supongo que al sur en las estructuras ahora cubiertas existe un equivalente del complejo de anfibolitas de Mabujina o restos del mismo extraídos de la base del complejo volcánico por las serpentinitas del Alto del Guanál.

Los gneiss de la región de El Guayabo se describen como gneiss bandeados leucocráticos micáceos de dos feldespatos con granate; derivados de granitos S [60]. Las primeras dataciones Ar-K [59] resultaron en edades muy jóvenes (71 ±3 Ma; 70.5 ±1.4 Ma y 55 ±6 Ma). Después se obtuvieron edades de 220-250 Ma (Permo-Trias) (SHRIMP-II; fide Rojas-Agramonte et al., 2006) y 400-200 Ma (método termoisocrónico) [40]. Los gneiss se interpretaron como representantes de un “zócalo siálico pre-mesozoico” [38]. Somin et al., 2006 indican que los granitos S testimonian la existencia de un basamento siálico y añaden que rocas metamórficas del Triásico no se reportan en el área del Caribe, aunque aluden a los granitos triásicos de Belice bajo la suposición de que podrían conectarse con el occidente del arco volcánico del Cretácico como su fundamento.

No obstante el problema sigue sin solución convincente. La Fm. metavulcanógeno-sedimentaria Porvenir (Aptiano-Albiano) [19] de Cuba central; entre las anfibolitas Mabujina y las granodioritas de Manicaragua, contiene clastos de granitos gráficos; rocas no conocidas en esta región ni en otra exposición en Cuba. Luego existen fundamentos para una posible proveniencia de tales detritos de un basamento siálico, paleoestructura de asentamiento, al menos parcial,

del complejo vulcano-plutónico Zaza, pero se sigue ignorando su origen. Al respecto sería preferible primero buscar en las posibles fuentes cercanas y solo después en las “estructuras de marco” y no al revés.

En el perfil de GTN, en el nivel bajo de la línea de superficie de la Falla Pinar, a una profundidad inicial de unos 2 km y apoyado contra el respaldo de las metamorfitas de la Faja Cangre que se hundien hacia el sur por la falla; aparece una agrupación de armónicos de GTN, cuyos peculiares valores, contorno, profundidad e inclinación, permiten interpretarlos conformado por rocas cristalinas de composición siálica que podrían ser un buen candidato fuente de los gneiss de El Guayabo. Luego el perfil de Cuba occidental desde el sur del MP hasta la Falla Pinar, muestra una analogía bastante completa con el perfil desde el Sur del Escambray hasta las líneas de falla que separan el Melange Santa Clara, de las Zonas de Placetas-Camajuani.

La Falla Pinar

No hay en la geología de Cuba un accidente más contradictorio. Interpretada como falla de presión [27]; falla profunda [23], falla transcurrente dextral [46,47]; falla transcurrente siniestra [29]; remanente de una falla lítrica [43]; Rigassi-Studer (1963) parece omitirla por completo de sus perfiles. Vermunt (1937) dibujó su trazo oriental como una falla regional; mientras que el occidental como un contacto indeterminado; por tanto, dos segmentos divergentes con centro en San Diego de Los Baños, en la demarcación W-E de las Sierras de Los Órganos y del Rosario. A menudo la falla en publicaciones se dibuja recta y conexa en toda su extensión. La Falla Pinar no es recta y, conexa, no significa que sea unitaria. Es un arco paralelo a los ejes de la Sierra de Los Órganos y recta al este de San Diego y paralela a los ejes de la Sierra del Rosario. Es decir, conforme a ejes estructurales dominantes en cada caso.

Si se trazan perpendiculares entre el cinturón de mogotes Sierra de Los Órganos y la Falla Pinar, desde el Valle de San Carlos al W hasta el Valle de Viñales al E, se comprobará que los ejes estructurales y la Falla son coplanarios. Esto es un rasgo típico de presión. Desde el Valle San Carlos al W el rumbo es NNE. Desde el Valle de Pons a Valle de Viñales, cambia al ENE, de nuevo coincidente con el rumbo de la Falla Pinar. Es en la proximidad del Valle de San Andrés cuando el rumbo de los mogotes cambia a NNW, hasta el nudo de San Diego de Los Baños; apartándose del rumbo de la Falla Pinar, a causa de la influencia de la Falla de San Andrés (Figura 5). Otra característica del acoplamiento se aprecia en los cambios de la horizontalidad de las superficies de nappes del cinturón de mogotes. En el Valle de San Carlos es horizontal y el ancho total de la Sierra de Los Órganos es de ± 45 km. A partir del Valle de Pons la pendiente aumenta hasta llegar a casi vertical en la Sierra Ancón y el ancho de la faja Sierra de Los Órganos se comprime a ± 25 km en la transversal de Viñales. En el Valle de San Andrés, en la interrupción de la faja Sierra de Los Órganos disminuye a ± 16 km, atenuándose la coherencia de los ejes de los mogotes y el rumbo de la Falla Pinar, hasta encontrarse en San Diego.

La mayoría de escritores describen esta falla como desplazamiento lateral por largas distancias. Determinarlo con certidumbre razonable presenta dificultades numerosas. El tramo al E de San Diego es recto, con un escalón muy abrupto en la Sierra del Rosario y existen allí numerosas estructuras tectónicas [41]; características del

desplazamiento horizontal izquierdo de la falla junto con algunos rasgos geomorfológicos distintivos [61]; gran parte satisfechos. Pero, cual es la dimensión acumulativa del desplazamiento de la falla, es algo desconocido. Las huellas de desplazamiento horizontal, no son indicaciones de la magnitud del desplazamiento acumulado. La necesidad de restituir estructuras previamente conectadas, desplazadas por la falla, no es materia explicada en la literatura, con excepción de Piotrowska (1978, 1987). Otro rasgo diagnóstico en el desplazamiento lateral, es la geometría de la red fluvial que interseca fallas de desgarre. El análisis de 20 ríos importantes, por lo menos oligocenos; entre San Juan y Martínez y San Cristóbal [3]; muestra curvaturas a la salida de la falla, dirigidos al oeste; al este o inalterados; en cuencas contiguas. Esta conducta es más probable producto de la erosión contra rocas duras y alternas blandas y fallas paralelas a la principal con signo vertical; más que desplazamientos laterales significativos súper-kilométricos. El tramo occidental de la falla hasta San Diego es muy diferente al tramo oriental. Durante mi cartografía de la premontaña de Pinar del Río [3]; recorrí *ex profeso* los cauces de 5 ríos principales, cortando la línea de separación entre la zona San Diego y Guaniguanico (Falla Pinar) con afloramientos limpios y totalmente descubiertos en los 100 m antes y después de la falla. En todos los casos pude tocar estratos de las Fms. del Cretácico-Paleoceno, en contacto con la Fm. Arroyo Cangre metamórfica (HP-LT), equivalente de la Fm. San Cayetano; con buzamientos idénticos; separadas las rocas por una superficie donde ni siquiera cabe el filo de un cuchillo.

Otra cuestión relacionada son los cuerpos de serpentinita supuestamente vinculados con la falla. Una parte de los cuerpos señalados en los mapas de la región no afloran o no existen o son confusiones con rocas volcánicas parecidas a serpentinitas (e. g. al Norte de Punta Galafre). Otros cuerpos extensos nunca se señalan, como el situado cerca de Cayo de las Varas, a más de 1 Km al Sur de la Falla, “flotando” en las olistostromas.

En conclusión: De todas las interpretaciones, la más discutible es la transcurrente para el orden de decenas o centenares de kilómetros. La "Falla Pinar" pudo resultar de la conexión de dos segmentos diferentes, en un solo trazo a causa de la acción de una importante falla SE entre la Sierra de Los Órganos y la Sierra del Rosario, señalada (v. Figura 5) y llamada Falla de San Adres [2]. Es concebible que el segmento al este de San Diego se conecta con esta falla transcurrente que marca la sumergencia de la Sierra de Los Órganos bajo El Rosario. Falla que, al Norte de San Andrés, tuerce al WSW como un cabalgamiento, integrándose a la superficie "entremantos" que separa las Unidades La Paloma y Loma del Muerto, propias de la Sierra del Rosario, de las pertenecientes a la Sierra de los Órganos [34]. Tal falla de desgarre SSE recibe gran atención actual como parte de un sistema de fallas transcorticales, extendidas desde el oriente del Golfo de México hasta el territorio cubano, activas desde el Campaniano [14,15,26,50]. Es bastante probable que el verdadero contacto de alta presión, entre Zaza y Guaniguanico (Cinturón Cangre), yace en la profundidad, hundido por el sistema de fallas escalonadas destacado por los viejos trabajos y más tarde por Díaz Duque y Álvarez Sánchez en (Álvarez-Sánchez, 1981) y en López Quintero y López Rivera *et. al.*, 1987. En efecto; según los resultados de las continuaciones analíticas del G.T.N, la Falla Pinar se puede entender como un sistema escalonado con desplazamientos grandes solo tomados en conjunto. Investigaciones sísmicas

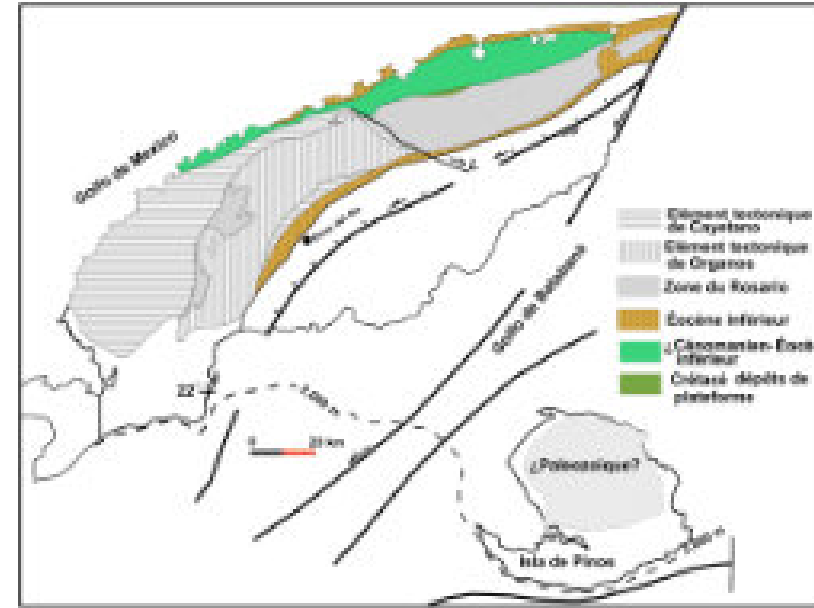


Figura.5. Fallas en la Llanura Meridional de Pinar del Río y entre la costa de Pinar del Río y el Macizo Metamórfico Pinos; según Rigassi-Studer 1963 (PL III). Nótese la gran falla cubierta transcurrente siniestra. De mismo modo es notable la falla transcurrente supuesta en la frontera Sierra de Los Órganos-Sierra del Rosario; llamada “Dislocación de San Andrés” (Álvarez-Sánchez, 1972, inédito); Falla San Andrés-San Diego (Cruz Toledo *et al.*, 2007a y Cruz Toledo *et al.*, 2007b); Falla San Diego (Gemen *et al.*, 2007) o Falla San Andrés (Prol Betancourt *et al.*, 2007).

(P.P.C.) (López Quintero y López Rivera, *et. al.*, 1987) en aquella época confirmaron nuestras conclusiones.

Sierra de Los Órganos

En función del conocimiento de superficie y estructura profunda, es posible discutir brevemente las cuestiones los mecanismos tectónicos del movimiento de los mantos en la Sierra de Los Órganos y los más importantes aspectos de su desarrollo y movimiento.

Dos modelos muy conocidos explican la tectónica de esta región a partir de conceptos opuestos. Hatten, 1957, interpretó la tectónica de la Sierra de los Órganos como un paquete de mantos tectónicos (Deckenpaket) de doble vergencia, con el ala Norte de mayor desarrollo y, por primera vez, cartografió mantos tectónicos individuales (Figura 7) con un definido perfil estratigráfico-facial. La imagen de estas estructuras corresponde bien a los modelos de compresión lateral inspirados en los mantos alpinos. Rigassi-Studer (1963), al contrario, pensó que los nappes de la Sierra de los Órganos resultaron de un proceso de deslizamiento gravitacional al suponer un “levantamiento Golfo de Batabanó” y una “Depresión Bahía Honda”, con suficiente pendiente para detonar un deslizamiento facilitado por el bajo coeficiente de fricción estática entre las unidades y el substrato de serpentinitas, que formó la base del deslizamiento (Figura 8).



Figura.6. Columna Estratigráfica General de la Depresión de San Diego en el segmento occidental al oeste del poblado de San Diego. (Gráfico original de Álvarez-Sánchez, 1975).

Entre estos modelos aparentemente alternativos en sus extremos, probablemente se encuentra la compleja realidad. El modelo de Hatten (*op cit.*) sugiere una imagen de tectónica de piel gruesa (Pfiffner, 2017) en el basamento de los nappes, mientras que el modelo de Rigassi-Studer es un modelo clásico de piel fina por despegue y deslizamiento sobre un basamento pasivo. El mecanismo de la tectogénesis imaginado por Rigassi, tropieza con el obstáculo de explicar el desarrollo de una unidad metamórfica con unidades de alta presión en la Sierra de los Órganos; la Faja Cangre, que festonea con paralelismo riguroso a toda la Falla Pinar del Río hasta el nudo de San Diego. No obstante, algunos nappes de la Sierra de los Órganos tienen rasgos gravitacionales. Tal es el caso de la Sierra de Quemados, con su superficie “flameante” y la Sierra de la Virgen de Regla en el Valle de San Carlos. En tales casos se concibe que tales estructuras se formaron en una etapa tardía de baja presión, durante el levantamiento de la Cordillera. López Rivera *et. al.* 1987 hablan del “Bloque Levantado Pinar”, caracterizado por un espesor mínimo de los mantos tectónicos y un basamento a la profundidad de 7–8 Kms.; en contraste con la posición deprimida de los bloques al Norte y al Sur.

La Faja Cangre, descrita primero por Truitt y Brönnimann, 1955, conocida por Krömmelbein, 1962, y llamada Faja Cangre, por Millán, 1972, fue estudiada con detalle por Piotrowska (1978, 1987) y por Pszczółkowski, 1985. La Faja Cangre en su concepto actual comprende la Fm. Arroyo Cangre [44], metamorfizada hasta las facies glaucofana–

pumpelleita de alta presión, equivalente de la Fm. San Cayetano. Una sección metamorfizada con un perfil estratigráfico prácticamente completo de las unidades calcáreas no metamórficas del centro de la Sierra de los Órganos [46] y secciones estratigráficas metamorfizadas de las Fms. Manacas y Ancón [50], del Paleoceno-Eoceno Inferior de la Sierra de Los Órganos. Estos hechos establecen un criterio preciso sobre la edad del metamorfismo, cuya causa y mecanismos, no pueden coincidir con un deslizamiento gravitacional epidérmico.

El basamento bajo la Sierra de Los Órganos, por su comportamiento geofísico y espesor, parece muy similar al existente bajo Isla de Pinos. Sin embargo, ese basamento está cortado por un sistema de fallas empujadas de presión, que buzan al Sur, bajo ángulos, muy próximos o casi iguales a la llamada "Falla Pinar del Río". Las superficies tectónicas bajo la Sierra de Los Órganos, son más pendientes hacia la profundidad (hasta 45°); pero hacia la superficie, próxima a la base de los nappes, estas superficies se suavizan hasta un nivel de profundidad donde parecen solidarizarse con la misma inclinación de las superficies de separación de los

nappes; superficies que llegan a ser casi horizontales. Cabe tener en cuenta, para evitar confusiones, que en la Sierra de Los Órganos varias superficies entre nappes, "están plegadas" por presiones de Norte a Sur póstumas, ocurridas al final de Eoceno medio (orogenia cubana).

Al tener en cuenta la suma de estas características: El empaquetamiento de nappes hacia la profundidad, que no pueden responder a deslizamiento gravitacional, demostrado por la perforación del Pozo Pinar 1, finalizado a 5 km sin cortar el paquete de nappes. y, en cambio la existencia de nappes de gravitación en la superficie. La rectificación hacia mayor pendiente de algunas unidades de nappe por plegamiento póstumo. Y la existencia de una "Sierra de Los Órganos metamorfizada" al sur (la Faja Cangre). Podemos llegar a la conclusión de un cuadro de desarrollo en que los nappes de la Sierra de Los Órganos resultan de un proceso de "infraempuje", del basamento hacia el Sur, mientras las secuencias de la columna estratigráfica Sierra de Los Órganos, permanecía parcialmente pasivas; hasta que el estrechamiento provocado por las fallas de basamento, los apiló en forma de

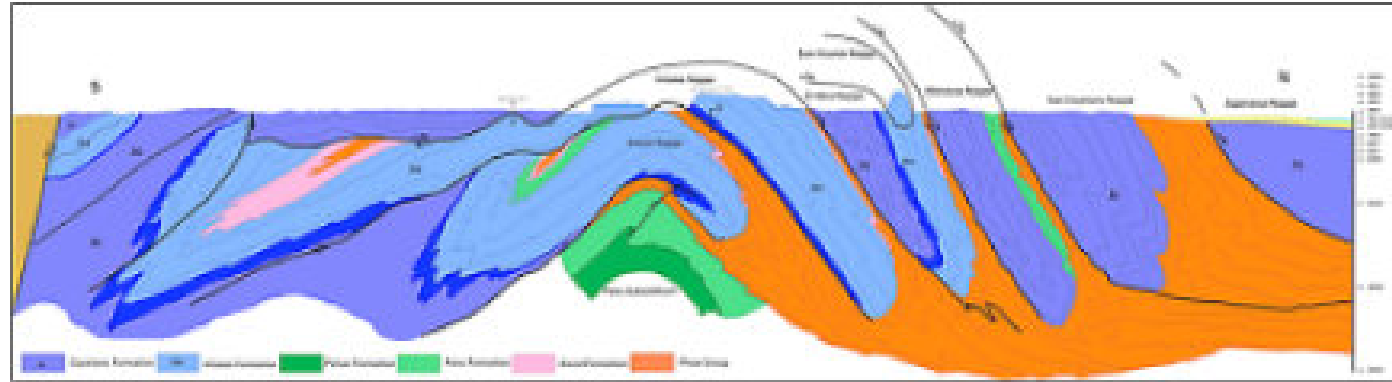


Figura.7. Sección de Hatten (1957) a través de la parte central de la Sierra de Los Órganos, en la región de Viñales. La sección muestra el concepto de Hatten de un paquete de mantos de doble vergencia que descansa sobre una unidad autóctona (Autóctono de Pons). La sección es fiel al original y solo iluminada para mayor visualidad.

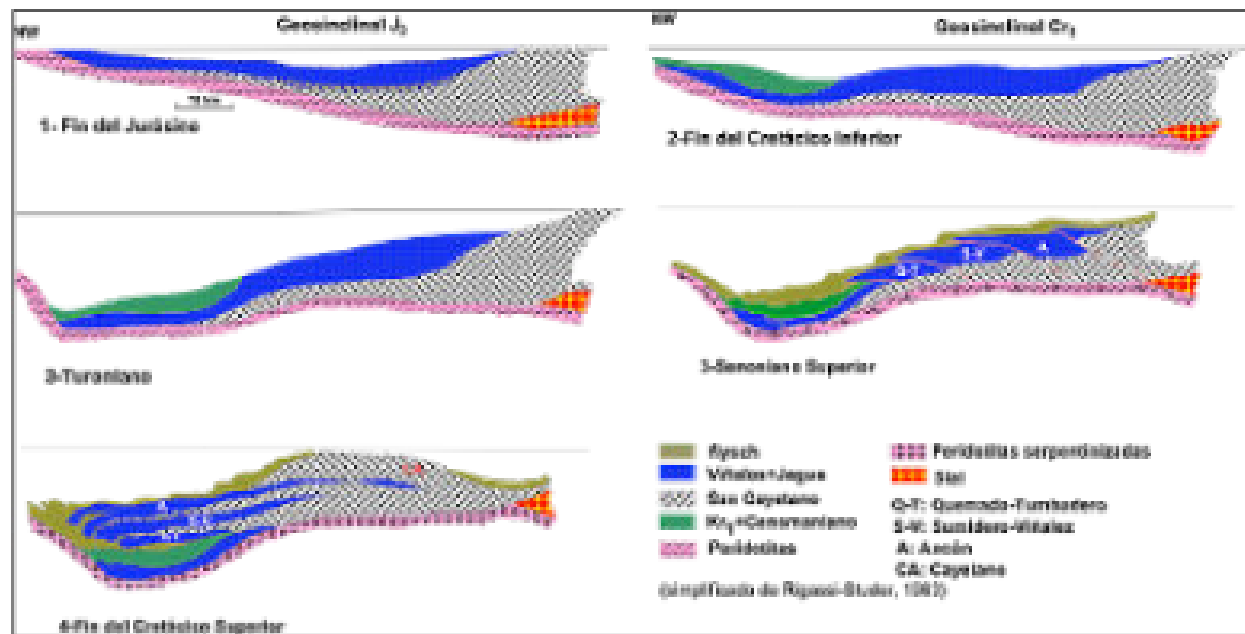


Figura.8. Modelo de deslizamiento por gravedad en el desarrollo de los mantos tectónicos de la Sierra de Los Órganos, según Rigassi-Studer, 1963.

nappes epidérmicos de cizallamiento y, al final del proceso, a causa del levantamiento isostático de la cadena, también formaron algunos nappes secundarios de tipo gravitacional. En términos de movimientos de megabloques; al ser el dominio Sierra de Los Órganos, infrainstado a presión hacia el sur; se formó una orla metamórfica que, hacia los niveles más profundos llegó a tener rasgos de alta presión (el mismo efecto se consigue, mediante signos contrarios del movimiento). Pero la infrainserción de Norte a Sur parece más lógica, porque la unidad Pino Solo (= Arroyo Cangre) cabalga a la Unidad Mestanza (de solo presión media a baja) y esta cabalga a las unidades no metamórficas restantes de la Sierra de Los Órganos. Esta situación recuerda mucho el esquema propuesto por Stanik et al. 1981) para explicar la inversión del metamorfismo en la Zona Trinidad. Según Stanik la causa es el cabalgamiento de unidades más metamórficas y, por consiguiente, provenientes de una profundidad mayor, sobre las menos metamórficas. Con ciertas modificaciones y en sentido general, éste esquema se puede aplicar a la Sierra de los Órganos.

Al norte de la Sierra de Los Órganos, en la zona marina; existe una superficie tectónica que buza al sur bajo un ángulo suave en los primeros kilómetros, para aumentar hacia la profundidad delimitando los nappes. Esta superficie representa la compresión Sierra de Los Órganos- Golfo de México, causante probable del plegamiento de la superficies límite de los nappes, mediante presiones de Norte a Sur (como pensaba Palmer, 1945). Como señala Pszczółkowski, 1985, existen evidencias suficientemente fuertes para vincular el traslado de los mantos y el metamorfismo de la Faja Cangre a una misma causa.

Agradecimientos

Tengo una deuda de gratitud con dos amigos y colegas: Jerzy Piotrowski y Manuel Acevedo González. El primero me comentó durante una caminata en la Sierra de los Órganos en 1971; entre irónico y jocoso, que "lo nuevo es lo viejo bien olvidado" y que los mantos no venían de parte alguna sino de "allí". Así que le debo parcialmente mi interpretación de la tectónica de la Sierra de Los Órganos. El segundo es, que yo sepa, el primer hombre en la geología de Cuba que pensó en la "Falla Pinar" como los restos de una "zona de subducción disfrazada", lo cual me declaró en su agradable hogar de La Habana durante una noche del verano de 1974.

Referencias

- 1-Abakumov, S., Stepanov E. y Hernández, G., 1968, *La estructura Geológica y los yacimientos minerales de la región de Viñales. Pinar del Río.* (Inédito) *Fondo Geológico Nacional de La Habana.*
- 2-Álvarez-Sánchez, H., 1972, *Geología general y estructural de la Provincia de Pinar del Río, Cuba.* Instituto de Hidroeconomía. Pinar del Río, 341 Pág., 41 figs., 32 hojas 1:50,000. (Inédito).
- 3-Álvarez Sánchez, H., 1975, *Estratigrafía de la parte Occidental de la llanura costera y piedemonte de la Provincia de Pinar del Río.* Cuba. Arch. Inst. de Hidroec. P. del Río, 49 págs. 17 figs. 1 map. (Inédito).
- 4-Álvarez Sánchez, H., 1981, *Síntesis de la Evolución Geotectónica de la Sierra de los Órganos apoyada en el estudio de la Geología del Valle de Pons.* 272 págs. 108 figs. Tesis de la Universidad de Pinar del Río. Cuba. (Inédito).

- 5-Álvarez-Sánchez, H., 1984a, *La secuencia de las Formaciones Pons, Ancón y Manacas, en la parte central de la Sierra de los Órganos.* Cuba. XXII Congreso Geológico Internacional. Moscú.
- 6-Álvarez-Sánchez, H., 1984b, *Estratigrafía de la Sierra de Los Órganos y la significación tectónica y paleogeográfica de las olistostromas del Valle de Pons.* XXVII, Int. Geol. Congres. Moscú (abstract). Serie Geol. Mimb. 5 Pág..
- 7-Álvarez Sánchez, H. F., Bernal Rodríguez L. R., 2015, *Los melanges Santa Clara y Descanso del cinturón ofiolítico de Cuba Central.* Memorias de Geociencias. VI Convención de Ciencias de la Tierra. La Habana, Cuba.
- 8-Butterlin, J., 1956, *La constitution géologique et la structure des Antilles.* Centre national de la recherche Scientifique; 1st edición (1 Enero 1956).
- 9-Buttiaz, P., 1946, *Geologic reconnaissance survey, San Diego de los Baños to Rio San Juan y Martínez, Pinar del Río, Cuba.* Geological Report 10, Standard Cuban Oil Co. ONRM. Minist. de Energía y Minas, La Habana (Inédito).
- 10-Bush, V. A., y Sherbacova, I. N., 1986. *Nuevos datos sobre la tectónica profunda de Cuba.* Geotectonics, (3): 24-43. (en ruso).
- 11-Cotilla Rodríguez, M., 1998, *Sismicidad y sismotectónica de Cuba.* Física de la Tierra. 1998, no 10: 53-86. 155N: 0214-4557.
- 12-Cotilla Rodríguez, M. O., 1999, *El controvertido alineamiento Habana-Cienfuegos, Cuba.* Estudios Geológicos, 55, p. 67-88.
- 13-Cuban Kewane Oil Co., *Regional structural map western Pinar del Río.* Oficina Nacional de Recursos Minerales. Minist. de Energía y Minas, La Habana (Inédito).
- 14-Cruz-Toledo, R., Sánchez-Arango, J. R., Otero Marrero, R., Gómez-Herrera, J. E., Sosa-Meizoso, C., Fariñas Hernández, C., Pérez Martínez, Y., Mejías Rodríguez, L., y Rodríguez Moran, O., 2007a, *Evaluación geomorfológica compleja para la caracterización tectónica de la denominada falla San Andrés en la provincia de Pinar del Río.* Memorias, Trabajos y Resúmenes. II Convención Cubana de Ciencias de la Tierra (Geociencias' 2007). La Habana.
- 15-Cruz Toledo, R., Sánchez Arango, J., Otero Marrero, R., Gómez Herrera, J. E., Sosa Meizoso, C., Fariñas Hernández, C., Pérez Martínez, Y., Mejías Rodríguez, L., Rodríguez Moran, O., 2007b, *Efectividad de la geomorfología aplicada en la precisión de fallas generadoras del relieve en la provincia de Pinar del Río Cuba.* Anais XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Florianópolis, Brasil, 21-26 abril 2007, INPE, p. 2207-2213.
- 16-Díaz Duque, J. A., 1980, *El método del Gradiente Total Normal de la Gravedad en el estudio del perfil fundamental.* Manuscrito inédito. Facultad de Minas y Geología. Centro Universitario Hnos. Saiz.
- 17-Díaz Duque, J. A., Azze Pavon, A., Casarreal Valdés, G., Díaz Valdés, O., 1989, *Estudio de la estructura profunda de la Provincia de Pinar del Río a partir de la interpretación del campo gravitatorio.* Primer Congreso Cubano de Geología, 1989. Comisión de Geología Regional y Tectónica.
- 18-Dickerson, W. E., 1934, *The relationship between the San Cayetano & Viñales Formations in the Organos Mountains.* No. 80. Oficina Nacional de Recursos Minerales, Ministerio de Energía y Minas, La Habana (Inédito).
- 19-Dublan, L., y Álvarez-Sánchez, H.; (Editores), 1986, et al., *Informe Final del levantamiento geológico y evaluación de los minerales útiles en escala 1:50,000 del Polígono CAME-I, Zona Centro.* Centro Nacional del Fondo Geológico. La Habana. 1,402 Págs. 250 mapas. (Inédito).

20-Ducloz, Ch., 1956, Informe sobre la parte central de la Provincia de Pinar del Río. Manuscrito inédito. Archivo del Inst. Cubano de Recursos Minerales.

21-Eguipko, O., Garapko, I., Sukar, K., Saunders, E., 1975, Zonación metamórfica y otros aspectos geológicos en Isla de Pinos. La Minería en Cuba. No. 1.

22-Esso Standard Oil Co.,¿, Gravity meter survey on northern Pinar del Río. Arch., Inst. de Hidroec. La Habana.

23-Furrazola-Bermúdez, G., Khudoley, K., Mikhailoskaya, M., Miroljubov, Y., Novokhatsky, Y., Nuñez-Jimenez, A., Solsona, J., 1964, Geología de Cuba. Editorial Universitaria. La Habana. 239 pags.

24-García Casco, A.; Torres-Roldán R. L.; Millán, G.; Monié, P. and F. Haissen, F., 2001, High-grade metamorphism and hydrous melting of metapelites in the Pinos terrane (W Cuba): Evidence for crustal thickening and extension in the northern Caribbean collisional belt. J. Metamorphic Geol., 19, pags. 699-715.

25-García Sánchez, R., 1978, Notas sobre la constitución geólogo-estructural de la depresión de Los Palacios. La Min. En Cuba., v.4, no.3, pp-30-35.

26-Gemen, Luís J., Prol Betancourt, J. L., Rifá Hernández, M., 2007, Argumentación de la continuación de la falla San Andrés en el Golfo de Méjico mediante la interpretación del campo gravitacional. Segunda Convención Cubana de Ciencias de la Tierra, GEOCIENCIAS'2007. Memorias en CD-Rom. La Habana.

27-Hatten Ch. W. and Meyerhoff, A. A. , 1956, Reconnaissance traverse: Bahía Honda. San Cristóbal, Sierra del Rosario, Pinar del Río. (Inedito) Fotocop. 5 págs. 1 map. Fondo Geológico Nacional de La Habana.

28-Hatten, Ch. W., 1957, Geology of Central part Sierra de los Órganos. Pinar del Río Province Cuba. 48 pags. 19 figs. Fondo Geológico Nacional. La Habana. Cuba.

29-Iturralde Vinent, M. A., 1981, Nuevo modelo interpretativo de la evolución geológica de Cuba. Cienc. de la tierra y el Esp., n. 3, p. 51-89.

30-Krömmelbein, K. von, 1962, Beiträge Zur Geologischen Kenntnis der Sierra de los Órganos (Cuba). Sonderd aus der "Zeitschrift der Deutschen Geol. Gesellschaft". Band. 114, S. 92-120.

31-Lewis, J. W., 1932, Geology of Cuba (with discussion by R. J. Metcalf). Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 16:533-555. 1 fig. 1 map.

32-López Quintero J. C., López Rivera J. G., et. al., 1987, Acerca de la constitución geológica de la parte oriental de la Cuenca de Los Palacios. Mem. III Encuentro Cient. Tec. de Geol. Soc. Cub. de Geol. Pinar del Río. pp. 27-31.

33-López Rivera, J. G., Rodríguez, R. y López Quintero J. O., 1987, Esquema general de la constitución geológica de la mitad occidental de la Provincia de Pinar del Río. Boletín de Geociencias.

34-Martínez, D., y Vázquez, M., 1987, Alturas de Pizarras del Norte, extremo occidental de la subzona Sierra del Rosario. Mem. III Encuentro Cient. Tec. de Geol. Soc. Cub. de Geol. Pinar del Río., pp.57-71.

35-Millán, G., 1972, El metamorfismo y mesodeformaciones de la unidad tectónica regional más suroriental de la Sierra de Los Órganos. Actas. Acad. de Cienc. de Cuba. Inst. de Geol., No. 2, pp, 33-35. La Habana.

36-Millán Trujillo, G., 1974, Nuevos datos sobre la geología del complejo metamórfico de Isla de Pinos, Cuba. Publicación Especial No. 2. Inst de Geol. y Paleont. QAcademia de Ciencias de Cuba. 105-115.

37-Millán, G., 1975, El Complejo Cristalino Mesozoico de Isla de Pinos y su metamorfismo. Serie Geológica. Nº 23. IGP. La Habana.

38-Millán, G.; Somin, M. L., 1976, Algunas consideraciones sobre las metamorfitas cubanas. Serie geológica N° 27. pag. 1-21. Acad. de Cienc. de Cuba. La Habana.

39-Millán, G., 1997, Geología del Macizo Metamórfico Isla de la Juventud. En G. Furrazola-Bermúdez y Nuñez Cambra. Estudios sobre la Geología de Cuba. Centro Nacional de Información Geológica. La Habana. Pags. 259-270.

40-Millán, G. y Somin, M. L., 1985, Condiciones geológicas de la constitución de la capa granito-metamórfica de la corteza terrestre de Cuba. Pub. Esp. Inst. de Geol. y Paleont. La Habana. 83 p.

41-Ordaz Hernández, A., Hernández Santana, J. R., Cofiño Arada, C. E., Méndez Linares, A. P., Galaz Escanilla, G., 2013, Análisis estructural y morfotectónico en los municipios San Cristóbal y Candelaria, Cuba Occidental: contribución a los estudios de peligrosidad sísmica de la Falla Pinar. Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM. ISSN 0188-4611, Núm. 82, 2013, pp. 7-23.

42-Palmer, R. H., 1945, Outline of the geology of Cuba. The Journ. of Geology. Vol. 53. No. 1, pp. 1-34.

43-Pardo, G., 2006, Geology of Cuba. AAPG Studies in geology 58.

44-Pardo Echarte, M. E., 2015, Aplicación de la gravi-magnetometría para la cartografía estructuro-magmática del macizo metamórfico Isla de la Juventud. Bol. cienc. tierra no.38 Medellín jul./dez. 2015.

45-Piotrowski, J., 1977, First manifestations of volcanism in the Cuban geosyncline. Bulletin de L'Academie Polonaise des Sciences, Serie de Sciences des la Terre, 24 (3-4): 227-234. Versión en Español: En: Pszczółkowski, A., (Editor) 1987. Contribución a la geología de la provincia Pinar del Río. Editorial Científico-Técnica, La Habana, p. 163-169.

46-Piotrowska, K., 1978, Nappe Structure in the Sierra de Los Órganos, western Cuba. Acta Geol. Polonica, vol. 28, No 1. p 97-170. 45 figs.

47-Piotrowska, K., 1987, La estructura de nappes en la Sierra de Los Órganos. En Pszczółkowski, A., Piotrowska, K., Piotrowski, J., Torre y Callejas, A., Myczyński, R., Haczewski, G., 1987, Contribución a la geología de la provincia Pinar del Río. Editorial Científico-Técnica, La Habana, Cuba, 255 p.

48-Pfiffner; O. A., 2017, Thick-Skinned and Thin-Skinned Tectonics: A Global Perspective. Geosciences (Switzerland) 7(3):71. DOI:10.3390/geosciences7030071.

49-Prol Betancourt, J. L., Rifá Hernández, M. C., 2005, Papel de los métodos gravimétrico y magnetométrico en el contexto de la exploración geofísica para petróleo dentro del cinturón plegado cubano. Primera Convención Cubana de Ciencias de la Tierra, Geociencias'2005.

50-Prol Betancourt, J. G. L., Rifá Hernández, M. C., 2007, Argumentación de la continuación de la Falla San Andrés en el Golfo de Méjico mediante la interpretación del campo gravitacional. Segunda Convención Cubana de Ciencias de la Tierra, Geociencias'2007. Memorias en CD-Rom, La Habana, 2-23 de Marzo de 2007.

51-Pszczółkowski, A., 1985, Sobre la edad del metamorfismo y la estructura tectónica de la faja Cangre. Provincia de Pinar del Río. Cuba. Ciencias de la Tierra y el Espacio. No. 10. pags. 31-35.

52-Pushcharovsky, Yu. M. (Editor), 1989, Tectonics of the Republic of Cuba. Explanatory Note to the Tectonic Map of

Cuba Scale 1:500000. Moscow: Edit. Isdatelstbo Nauka, (en ruso).

53-Rigassi-Studer, D.,1963, Sur la géologie de la Sierra de Los Organos, Cuba. Extrait des Archivés des Sciences, Geneve, vol 16, fasc 2. pp 339-350, 11 fig., 1 tbl.

54-Rutten, L. M. R., 1934, Geology of Isla de Pinos, Cuba. Kon. Akad. Wetensch Amsterdam, Sec. Sci. Proc., Vol. 37, no. 7, pp. 401-406. Utrecht, Communicated at the meeting of June 30, 1934.

55-Shablinskaya, N. y Shatsilov, N.. 1971, Informe sobre los trabajos sísmicos en la Depresión de San Diego. CNFG. La Habana. (ined.).

56-Shein, V. S., Kleschov, V. A.,et al.,1974, Tipos de regiones (cuencas) petrogasíferas de Cuba, estructuras locales y regularidades de su distribución. Resúmenes I Jornada Científica DGGG. Tomo 1.

57-Soloviev, O. N., Skidan, S. T., Skidan, L. K., Pancratov, A. P., 1963; Mapa Gravimétrico de la República de Cuba 1:500,000. Corrección de Bouguer. Rev. Tecnológica. V. 2. no. 2. pp. 8-19.

58-Soloviev, O. N., Skidan, S. A., Skidan I. K., Pankratov, A. P. y Khudoley, K, 1964, Comentarios sobre el Mapa gravimétrico de la Isla de Cuba. Rev. Tecnológica. V. 2. no. 2. pp. 8-19.

59-Somin, M. L. y Millán, G., 1977, Sobre la edad de las rocas metamórficas cubanas. Informe Científico-Técnico No. 2. Inst. de Geol. y Paleont. La Habana.

60-Somin, M. L., Lepekhina, E. N, Tolmacheva, E. V., 2006, The El Guayabo Gneiss as a probable Fragment of sialic Basement for the Cretaceous Volcanic Arc in Western Cuba. Geophysical Research Abstracts, Vol. 8, 03377, 2006. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU06-A-03377.

61-Sylvester, A. G., 1988, Strike-slip faults. Geol. Soc. of American Bull., v. 100, p.1666-1703, 31 figs. 1 table, Nov.1988. [14,15]

62-Toucet, S., Echevarria, G., Prol, J. L., 2005, Golfo de Batabanó. Expectativas gasopetrolíferas basadas en la interpretación compleja de datos geofísicos. GEOCIENCIAS'2005. Memorias en CD-Rom, La Habana, 5-8 de Abril del 2005.

63-Truitt, P. and Brönnimann, P., 1955, Preliminary report on the geology of the Viñales area, Pinar del Río province. Centro Nac. Fondo Geol., Minist. Indust. Bas., La Habana (inédito).

64-Truitt, P. y P. Brönnimann, P., 1956, Geologic Memorandum PT-48. Geology of Pinar del Río and Isla de Pinos, Cuba. Centro Nac. Fondo Geol., Minist. Indust. Bas., La Habana (inédito).

65-Vermunt L. W. J., 1937a, Geology of the Province of Pinar del Río, Cuba. Geogr. Geol. Mededeel, Utrecht, Phys. Geol. Reeks No. 13 pp 1-60, 3 lam. 2 map.

66-Vermunt, L. W. J., 1937b, Cretaceous Rudistids of Pinar del

ESTRATIGRAFÍA DEL PIEDEMONTES MERIDIONAL DE LA PROVINCIA DE PINAR DEL RÍO. FLYSCH Y OLISTOSTROMAS DE LA DEPRESIÓN DE SAN DIEGO. *Contribución al Léxico Estratigráfico de Cuba.*

Humberto Álvarez-Sánchez (1).

1) Miramar Mining Corp. Panama Republic. Miembro de la Comisión del Léxico Estratigráfico de Cuba. Instituto de Geología y Paleontología. La Habana.

EXORDIO

El presente trabajo contiene los resultados del levantamiento geológico realizado entre 1972 y 1974 en el occidente de la Depresión de San Diego (provincia de Pinar del Río), entre Boca de Galafre y Consolación del Sur, entre los 83°54' y 83°36'. En esta región, notable por su complejidad sedimentaria y tectónica, se nombraron varias unidades litoestratigráficas incorporadas al Léxico Estratigráfico de Cuba y se identificaron unidades de avalanchas submarinas y olistostromas; uno de los primeros reportes en Cuba (Konev & Segura Soto, 1979). Aunque algunos resultados principales se comunicaron en eventos científicos nacionales e internacionales, el conjunto del estudio no se publicó en su integridad. Las nuevas unidades en distintas ediciones del Léxico Estratigráfico, a causa del esfuerzo de síntesis propias de esta clase de obras, sumaron errores y redacciones interpretativas de los originales y así surgió la persistencia de discrepancias y problemas de interpretación en la literatura y la cartografía regional. En esta ocasión se presenta una versión ampliada y actualizada del estudio original, orientada a una revisión crítica de ciertos aspectos de la geología regional y de los modelos tectónicos propuestos para el occidente de Cuba. La preparación de la cuarta edición del Léxico Estratigráfico de Cuba, marcada por mayores exigencias a la litoestratigrafía y persistentes problemas de nomenclatura, ofrece un marco oportuno para recuperar y precisar estos resultados, con el objetivo de contribuir a los estudios actuales y futuros de la geología del occidente cubano.

1. INTRODUCCIÓN.

Los trabajos de cartografía geológica de campo se iniciaron en 1972-73, apoyados en los estudios clásicos de Vermunt (1937), Buttica (1946) y Herrera (1961), considerados las fuentes más confiables sobre la geología y estratigrafía regional de la época y base de referencia. Las determinaciones paleontológicas, realizadas en la DGGG¹ en La Habana, estuvieron a cargo de Gustavo. Furrázola-Bermúdez, Silvia Blanco Bustamante y Jorge Sánchez Arango. El levantamiento alcanzó una escala convencional basada en catorce perfiles N-S con controles y amarres transversales sobre mapas 1:50 000 y aerofotografías 1:40 000, cuyos trazados comenzaban o terminaban sobre las metamorfitas de la Faja Cangre, al norte de la Depresión de San Diego. La columna estratigráfica síntesis (**Figura 1**) contiene las nuevas Formaciones Río Feo y Río Guamá (K₂), San Sebastián, El Guayabo y La Majagua (Pg₁), esta última segregada de la Formación Capdevila (Pg₂₋₁) (Palmer, 1934). La Formación San Juan (K₂) (Herrera, 1961) fue redefinida y dividida en la nueva Formación Río Guamá, correspondiente a la sección terrígena con capas intercaladas de rudistas y la unidad calcárea constituida por un biostromo compacto de calizas de rudistas, que conserva en sentido estricto la denominación de Formación San Juan. En el área estudiada se reconocen así tres grupos estratigráficos bien definidos: las formaciones Río Feo, Río Guamá y San Juan, asignadas al Cretácico Superior (Campaniano–Maastrichtiano); las formaciones San Sebastián, El Guayabo (dividida en los miembros Río Rancho y El Calabozo). La Majagua, correspondientes al Paleoceno, con posible ausencia parcial o total del Daniano; y la Formación Capdevila, del ¿Paleoceno?-Eoceno Inferior según su microfauna diagnóstica; al igual que la suprayacente Formación Universidad (Pg₂₋₁) (Bermúdez, 1937), que no fue estudiada en detalle durante el levantamiento. La Formación Loma Candela (Bermúdez, 1950) no aflora en el área cartografiada y la Formación Paso Real (*op cit.*) yace en discordancia sobre todas las anteriores, mientras que la parte inferior de la sucesión registra los eventos finales asociados a la actividad postrera del Arco Volcánico Cretácico.

¹ Dirección General de Geología y Geofísica.



Figura.1.Columna estratigráfica de la región del levantamiento de la Depresión de San Diego. Original de 1974 sin modificaciones.

2. INFORMACIÓN DISPONIBLE A FINALES DE 1970.

2.1. Louis W. J. Vermunt (1937ab).

Con mapas militares imprecisos y rutas a la brújula, Vermunt (1937a) levantó en la Depresión de San Diego (DSD) el mapa de la “Facies Este” de la Formación Habana (Palmer, 1934), esencialmente terrígena y con restos de un biostromo maastrichtiano (Tabla 1); compuesto por una mezcla de rudistas, algas, pelecípodos y otros variados organismos marinos, cementados por caliza areno-arcillosa. En el linde norte con las montañas, esta facies afloraba entre la Fm. Habana sin dividir (Figura 2). En otras localidades (Figura 2B) olistolitos de calizas de rudistas flotaban en unas olistostromas paleocenas (Álvarez-Sánchez, 1974). Como se aprecia en Vermunt 1937 (Figura 2A), su posición alineada sugiere sedimentación sobre un elevado estructural. Sus remanentes, como cuerpos separados, se prolongan por más de 100 km al sur de la Cordillera de Guaniguanico, concordantes con el rumbo de la Falla Pinar, probable evidencia de control estructural por la misma falla; con una clara acentuación en el tramo curvado de la Falla Pinar, al oeste de Pinar del Río. Por lo demás, su trabajo constituyó la primera fuente confiable y disponible para los geólogos posteriores a Vermunt, al disponer de cartografía real sobre estas rocas, más tarde denominadas “Formación San Juan” por Herrera (1961). En la actualidad, estos espacios de afloramientos separados por rocas terciarias en el mapa de Vermunt; aparecen rellenos en los mapas actuales por una versión de la Fm. San Juan. Esta representación difundida es irreal, por no decir falsa. La Fm. San Juan se describe con la misma definición propuesta por Herrera (**op. cit.**) y es representada, erróneamente, en contacto permanente con la Fm. Arroyo Cangre a lo largo de la Falla Pinar. En dichos mapas la Fm. San Juan se dibuja buzando entre 20 y 25° al sur y con unos 700 m entre contactos sur y norte. Parámetros según los cuales la Fm. San Juan alcanzaría un espesor de 500–600 m; cifra absurda para esta unidad.

Tabla.1. Distribución de los rudistas en localidades de la Figura 2. Página 263 (Vermunt, 1937b).

Localidad	Rudistas
V.614 (W de San Juan y Martínez)	<i>Chiapasella pauciplicata</i> Müllerried. <i>Titanosarcolites giganteus</i> Whitfield. <i>Sphaerucrapina</i> sp.
H.774 (N de San Juan y Martínez)	<i>Orbignya</i> sp. <i>Barrettia sparcilirata</i> Whitfield. <i>Bournonia thiadensi</i> Vermunt, n. sp. <i>Chiapasella pauciplicata</i> Müllerried. <i>Titanosarcolites giganteus</i> Whitfield. <i>Caprinula</i> cf. <i>annulata</i> Palmer. <i>Biradiolites</i> sp. <i>Bournonia</i> sp y <i>Caprinidae</i> .
M.940. (Localidad. Tranca)	<i>Titanosarcolites giganteus</i> Whitfield. <i>Caprinula</i> cf. <i>annulata</i> Palmer.
M.938. (Localidad. Tranca)	<i>Biradiolites</i> cf. <i>Aquitanicus</i> Toucas. <i>Bournonia thiadensi</i> Vermunt, n. sp.
A.647. (Norte de Río Feo)	<i>Titanosarcolites giganteus</i> Whitfield
A.645. (Norte de Río Feo)	<i>Titanosarcolites giganteus</i> Whitfield
L.818 (NNW de Pinar del Río)	<i>Orbignya müllerriedi</i> Vermunt, n. sp. <i>Pironea</i> cf. <i>Peruviana</i> Perth. <i>Biradiolites</i> or <i>Bournonia</i> sp.indet.

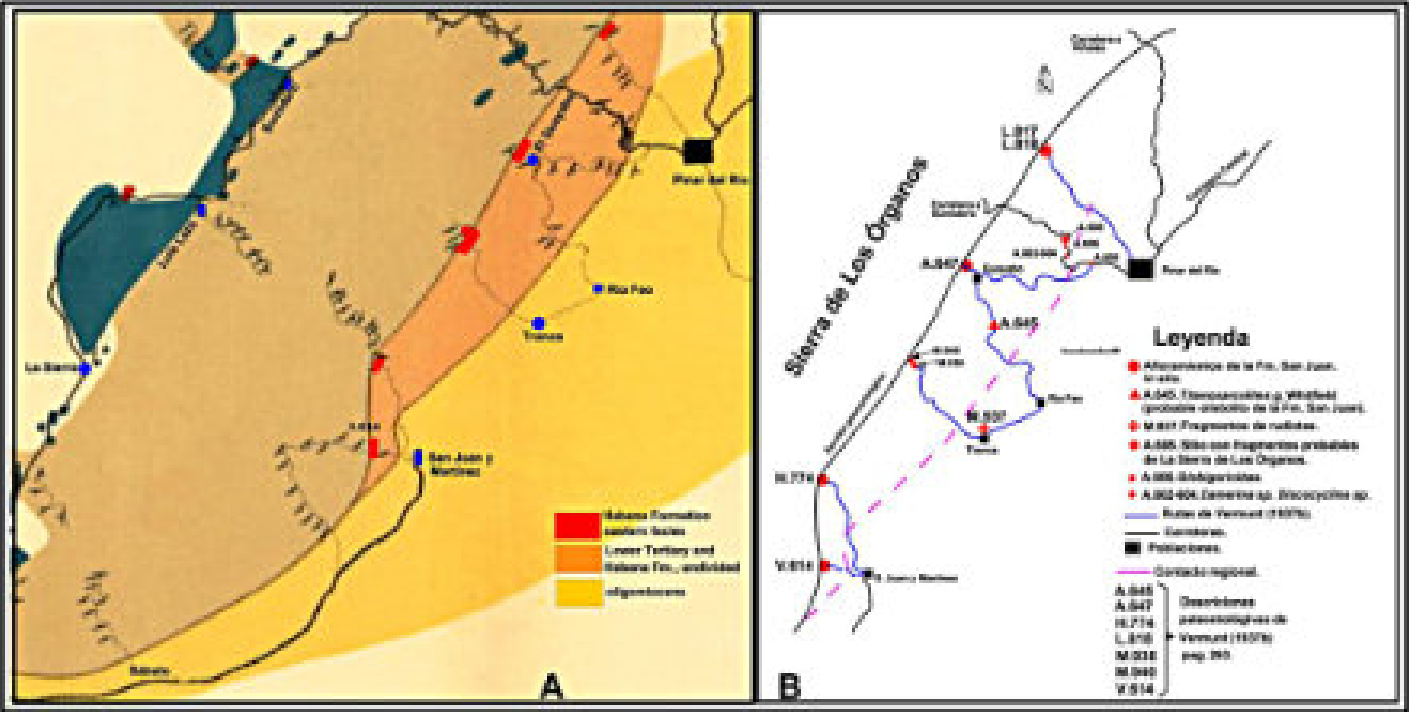


Figura.2. A. Sector del mapa de Vermunt (1937) entre San Juan y Martínez y Pinar del Río, en el respaldo sur de la Sierra de Los Órganos (Falla Pinar). En rojo afloramiento de las calizas de rudistas del Maastrichtiano. La localidad utilizada por Herrera (1961) para la definición de la Fm. San Juan se encuentra próxima al punto V.614 (de Vermunt). B. Detalle del Mapa de Localidades de Vermunt (1937a). El sitio M.937 con rudistas clásticos yace a ± 3.5 km de M.940 en flysch del Paleoceno-Eoceno Inferior. A.645 con *Titanosarcolites* a unos 2.5 km al norte de A.647 que parece *in situ*. En realidad yace en olistostromas paleocenas. A.608 es una localidad donde Vermunt describe clastos de caliza azul y violeta probablemente derivados de la Fm. San Andrés². La gran dispersión de fragmentos de rudistas en términos de clastos decimétricos hasta grandes bloques métricos, presentes en las olistostromas, es una de las fuentes de errores en el establecimiento de los límites de la verdadera Fm. San Juan del Maastrichtiano *in situ*³.

2.2. Pierre Buttica (1946ab).

Buttica (1946a, *ined.*) levantó un mapa 1:40 000 de la Depresión de San Diego, entre San Juan y Martínez y San Diego de los Baños, apoyado en trabajos sismológicos y gravimetría de balanza de torsión. Asimismo, confeccionó la primera columna estratigráfica y los perfiles que aún hoy expresan con cierta precisión los rasgos principales de la

estructura de esta región. Buttica señaló contrastes en las facies clásticas entre las localidades de San Juan y Martínez y San Diego de los Baños, con una zona de transición próxima al meridiano de la ciudad de Pinar del Río. Al occidente dominaban los clásticos gruesos y biostromos del Campaniano-Maastrichtiano. Hacia el oriente, el material clástico se afinaba y las facies biolíticas se acuñaban; variaciones destacadas no por cambios en los mecanismos de relleno, sino por la textura de los sedimentos. Otro aporte significativo de su trabajo es la puntualización de la estructura general sinclinoria al sur de la Falla Pinar, presentada en perfiles detallados apoyados en la geofísica de la época y en sus propias observaciones de campo. Buttica (1947b) realizó una medición del espesor de los depósitos a lo largo de la transversal Sitio Peña–Consolación del Sur, con resultado de 1300 m, alrededor de 1000 m corresponderían a la Fm. Capdevila, cifra aceptable para la época, cuando aún no existían otros criterios de división.

2.3. Nicolás M. Herrera (1961).

En un trabajo clásico sobre la estratigrafía de Cuba occidental, Nicolás M. Herrera (1961) presentó su columna estratigráfica de la Depresión de San Diego de los Baños, compuesta por el Grupo Habana (Palmer, 1934); la Formación San Juan; y las Formaciones Madruga (Lewis, 1932) redescrita por Bermúdez, 1961), Capdevila (Palmer, 1934) y Universidad (Bermúdez, 1937), coronadas por la Fm. Loma Candela (Bermúdez, 1950) discordante (Figura 3). La nueva Fm. San Juan se describía compuesta por rocas terrígenas y calizas. Estas calizas contenían restos de una variada fauna de rudistas y de otros numerosos organismos marinos de aguas someras. Por debajo de San Juan, Herrera señaló un complejo de “serpentinitas y otros ígneos” en contacto con la Falla Pinar. Por lo demás, el ordenamiento de las Fms. Capdevila y Universidad propuesto por Herrera fue correcto y coherente según los hechos de campo conocidos por entonces (v. Buttica, 1946a). Las investigaciones posteriores demostraron la estratigrafía de Herrera más próxima a la realidad. La autoría y el nombre de la Fm. San Juan se respetaron hasta hoy; no así el concepto de su composición, redefinido posteriormente por Álvarez-Sánchez (1974).

3. MARCO GEOLOGICO REGIONAL.

Las unidades tectónicas de Cuba occidental entre el Macizo Metamórfico Pinos y el borde sur de la Cordillera de Guaniguanico yacen bajo el mar somero del Golfo de Batabanó y la Llanura Sur de Pinar del Río. Se trata de un perfil clave de gran importancia; pero incomparable por su conocimiento con los perfiles de la Cordillera de Guaniguanico, la Faja Cangre y las Zonas de Bahía Honda y La Esperanza; destinos de repetidas campañas de levantamiento geológico y materia de diversidad de teorías sobre su desarrollo geológico. A pesar del menor conocimiento de la sección sur del territorio insular, es imposible sortear la geología de esta región meridional en las teorías sobre los mantos tectónicos de Cuba occidental; razón por la cual es de la mayor importancia conceder a estas estructuras la significación e interés que poseen. Este requerimiento no se ha cumplido y hoy es un problema que permanece y lo escaso de nuestro conocimiento se refleja en la variedad nombres recibidos por las estructuras regionales⁴. No obstante, la geofísica posterior a 1959 agregó nueva información del perfil entre la costa del Golfo de Batabanó y la frontera meridional de la Cordillera de Guaniguanico limitada por la Falla Pinar (v. Shablinskaya y Shatsilov, 1971; Echevarria-Rodríguez *et al.* 1974; Cotilla Rodríguez, 1999; Prol y Rifá, 2005; Toucet *et al.* 2005), suficiente para describir a grandes rasgos los elementos principales y distinguir las estructuras formadas, al menos en tierra firme,

3.1. Alto del Guanál.

El Alto del Guanál (también llamado Alto de La Coloma) (Ducloz, 1956; Truitt y Brönnimann, 1956) (Figura 3); es un promontorio orientado NNE, descubierto temprano por datos de balanza de torsión (v. *et.* Dickerson, 1934). Se refleja en superficie por una anomalía de 80 mGal, con centro de 100 mGal (Soloviev *et al.* 1964; Furrázola-Bermúdez *et al.*, 1964) y anomalías magnéticas hasta +200 Gammas (Soloviev *et al.*, 1963).

² Jurásico de la Sierra de Los Órganos.

³ Obsérvese los lugares de encuentros de rudistas en la localidad Tranca en la Figura 5B, probados con seguridad como bloques u olistolitos de las calizas de rudistas, flotando en secciones de olistostromas de la Fm. Capdevila.

⁴ Sinclinorio Los Baños y Zona de San Diego de Los Baños (Furrázola-Bermúdez *et al.*, 1964); Depresión de Los Palacios (Khudoley, 1967; García Sánchez, 1978). Zona San Diego de Los Baños (Pszczółkowski *et al.*, 1975; Piotrowska, 1978). Cuenca Superpuesta Los Palacios-Cortés (López Rivera *et al.*, 1987). Cuenca Los Palacios (Pardo, 1975; Flores Nieves *et al.*, 2003).



Figura.3. Croquis del occidente de la Isla de Cuba. Fallas principales al sur de la Cordillera de Guaniguanico forman un sistema de grandes fracturas paralelas cubiertas por sedimentos del Mioceno. Los datos de su existencia provienen de los levantamientos gravimétricos y sismológicos realizados en la región desde los años 40 del pasado siglo, continuados hasta la actualidad.

Una anomalía positiva de 72 mGal rodea los intensos campos anómalos. Bajo la cubierta miocénica los Pozos Guanual 1A (873 m) y Rojas 1 (820 m) tocaron un complejo volcánico y serpentinitas⁵. Bajo las vulcanitas, a la profundidad de 11 km, el método de ondas refractadas identifica una superficie denominada basamento cristalino (Shablinskaya y Shatsilov, 1971; Shein y Kleschov, *et al.*, 1974; García-Sánchez, 1978; Prol *et al.* 2005). Este gran espesor cortical de la sección volcánica se interpreta como extensión del Arco Volcánico del Cretácico (AVC) aflorado en Cuba central (García-Sánchez, 1978; Prol y Rifá, 2005; Toucet *et al.*, 2005). Los flancos de la estructura son fallas detectadas en el registro geofísico (Echevarría-Rodríguez *et al.*, 1974; Bush y Sherbacova, 1986). El límite norte es la Falla Guanual (Figura 4 No. 1) de rumbo ENE y arqueada hacia el oeste, enfatizando su carácter compresivo. Al NW y N se hunde a gran profundidad (> 800 m) hacia la Cuenca Los Palacios, según datos del Gradiente Total Normal de la Gravedad (GTN) (Díaz Duque, 1980; Díaz Duque *et al.*, 1989).

3. 2. Cuenca de Los Palacios.

La columna estratigráfica de la Cuenca de Los Palacios de espesor cercano a los 5,000 m, contiene sucesiones volcánicas y carbonatadas a partir del Cenomaniano-Turoniano (García-Sánchez, 1978). Frecuentes cambios faciales, espesores muy variables y sedimentos de ambiente pelágico adyacentes a rocas de arrecife acumuladas sobre pedestales tectónicos, caracterizan la influencia de fallas del fondo volcánico en la sedimentación.

En el fondo del Pozo Candelaria 1 (4384 m), Pardo (2006) comenta sobre las calizas de arrecife reportadas por Fernández *et al.* 1987; como posibles representantes de restos de la Fm. San Juan (Herrera, 1961), aflorada al norte

⁵ One possibility is that the serpentinites and mafic rocks are clastic material in a conglomerate. Alternatively, they may be blocks of ophiolites and mafic rocks similar to those found along thrust faults in the Guaniguanico Terrane. The third possibility is that these rocks are ophiolites and volcanic arc section similar to that found in the Bahía Honda area (Fig. 1). None of these data and interpretations can be reconciled with the cross-sections presented by Piotrowska (Figs. 2 and 3). Iturralde-Vinent, 1994.

junto a la Falla Pinar, a unos 15 km del pozo, lo que constituye una buena evidencia del influjo de las fallas en la morfología de la cuenca.

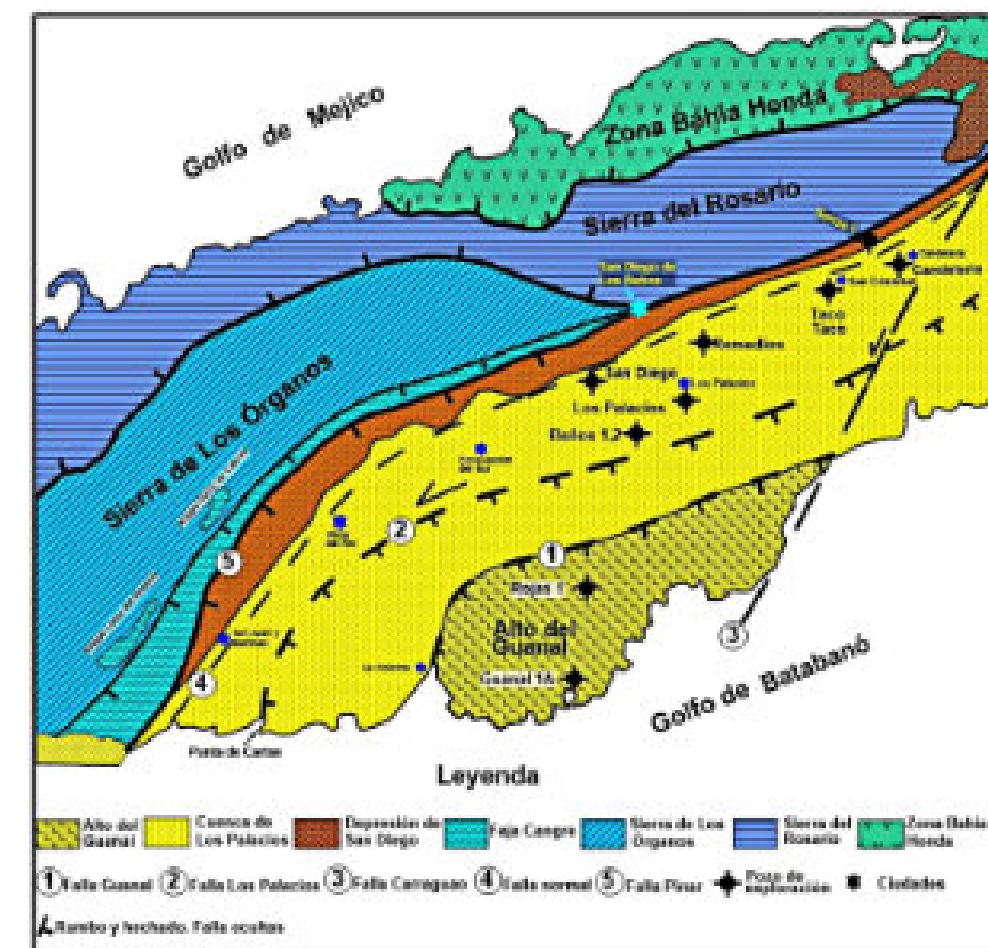


Figura.4. Estructuras principales del occidente de Cuba⁶. De sur a norte el Alto del Guanual, enmarcado al norte por la Falla Guanual (1). En la Cuenca Los Palacios se destaca la gran Falla Los Palacios (2). Al norte la franja de afloramientos de la Depresión de San Diego, limitada al sur por una falla cubierta (4), miembro probable de un sistema en escalón, solidario con la Falla Los Palacios. El límite al norte es la Falla Pinar (5). Al este de San Diego de Los Baños buza al sur con una pequeña inclinación o es vertical. Pero al oeste de esa localidad buza al sur y, más al oeste se inclina progresivamente al SE y el ángulo llega a suavizarse hasta 30° SE, al NW de la ciudad de Pinar del Río. Al norte de su tramo occidental la Falla Pinar delinea a la Faja Metamórfica Cangre (HPLT), cabalgada sobre la Sierra de Los Órganos. La Falla Carraguao (3) derecha, corta la mayor parte de las estructuras y al norte parece unirse con la Falla Pinar.

Flores Nieves *et al.* 2003 reporta un hiato de ± 19 Ma entre el Eoceno Inferior y el Oligoceno Superior en el Pozo San Diego 1; una prueba de áreas emergidas entre bloques de falla. Linares Cala *et al.* 2023 señalan la Fm. Bruja (Coniaciano-Santoniano) entre 1975 m y 2950 m del Pozo San Diego 1 y la Fm. Provincial (Albiano-Cenomaniano) hasta el final del pozo; ambas pertenecientes a la sucesión del AVC de Cuba central. Otra prueba de intersección del arco volcánico bajo la Cuenca de Los Palacios.

La falla principal de la Cuenca es la Falla Los Palacios (Figura 4. No. 2) en una estructura de escalones inclinados hacia el sur (Butticaz (1946a), cortada al Este por la Falla Carraguao (Figura 5. No. 3) lateral siniestra (Ducloz, 1956; Rigassi-Studer, 1963). Redescubierta por Shablinskaya y Shatsilov, 1971; Bush, y Sherbacova, 1986, Bush y Kondakov, 1986; la Falla Los Palacios fue discutida por Cotilla Rodríguez, 1999 y estimada de profundidad mántica. Cotilla (2006) señaló a Álvarez-Sánchez (1981), quien apoyado en Buttica, *op. cit.*, interpretó la falla como principal de Cuba occidental, activa, cortical y más importante que la Falla Pinar. Díaz Duque, 1980 y Díaz Duque *et al.*, 1989, determinaron el buzamiento de la Falla Los Palacios al NE con ángulo 45-50° y profundidad mántica.

3.3. Depresión de San Diego.

La Depresión de San Diego (DSD) se extiende como una faja estrecha al sur de la Cordillera de Guaniguanico (Figura 4). La base estratigráfica debuta por un flysch vulcanomórfico del Campaniano bajo secuencias terrígenas y calcáreas del Maastrichtiano. A un probable hiato daniano sucedió un relleno del Paleoceno-Eoceno Inferior, mayor a 2500 m;

⁶ Datos de: Lewis, 1932; Buttica, 1946; Ducloz, 1956; Rigassi-Studer 1963; Puscharovskiy *et al.* 1965, 1989; Shablinskaya y Shatsilov, 1971; Echevarría *et al.*, 1974; Pérez Pacareu, 1977; García Sánchez, 1978; Díaz Duque, 1980; Pérez Othon y Yarmoliuk, 1985; López Rivera *et al.* 1987; Mossakovsky y Nekrasov, 1988; Puscharovskiy *et al.*, 1989; Díaz Duque *et al.* 1989; Bralower & Iturralde, 1997; Cotilla Rodríguez, 1999; Millán, 2003; Toucet *et al.* 2005; Pardo, 2006).

periodo de inestabilidad general en la cuenca caracterizado por frecuentes sismos sinsedimentarios, reflejados en secuencias semiperiodicas de olistostromas, englobadas por flysch normal (Álvarez-Sánchez, 1974; 1984, 1989). La Fm. Loma Candela (Bermúdez, 1950), del Eoceno Medio, con solo volcánicos redepositados, testifica el fin de los aportes del AVC al relleno principal de la estructura. La Fm. Loma Candela (Bermúdez, 1950), del Eoceno Medio, con solo volcánicos redepositados, testifica el fin de los aportes del AVC al relleno principal de la estructura.

Los límites de la DSD no se encuentran precisados con exactitud. No obstante, existen evidencias de una falla cubierta paralela a la Falla Pinar, ya cerca de la superficie (Falla sin nombre No. 4 en la Figura 4), como posible límite sur; también señalada por Iturralde-Vinent en una figura que ilustra la definición de dos estructuras a las que llama Graben San Cristóbal y Graben La Coloma (Figura 5). La Falla Los Palacios podría ser su límite al sur. La Falla Pinar es el límite norte. A partir del poblado de San Diego de Los Baños, la DSD contacta al este con la Sierra del Rosario y al oeste con la Faja Cangre, metamórfica (de Millán, 1972, 1988).

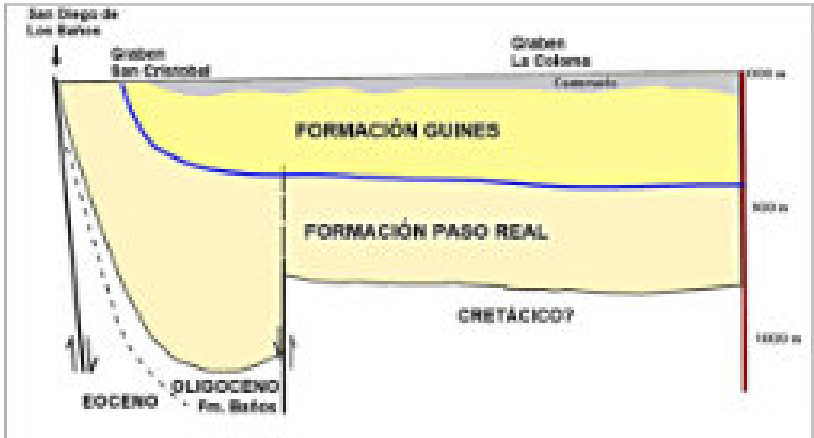


Figura.5. Perfil de los depósitos del Oligo-Mioceno al sur de la Falla Pinar a partir del poblado de San Diego de Los Baños (adaptada de Iturralde-Vinent, 2011).

La Falla Pinar, es un rasgo polémico de Cuba occidental (Tabla 2). No se conoce el nombre de su autor y proponente. En un mapa de Vermunt (1937a)⁷ (Figura 6) aparece una de las primeras representaciones. Se le suponen desplazamientos laterales considerables (Bresznyánszky & Iturralde-Vinent 1978; Piotrowska 1978; Gordon y Man *et al.* 1997), pero la magnitud de los desplazamientos es materia de especulaciones solo basadas en huellas de cinética (Gordon y Man, *op cit.*; Ordaz *et al.* 2013 y otros). En términos generales son aceptables datos que confirman movimientos de la Falla Pinar a lo largo de su rumbo. También importantes movimientos de resultante vertical sin duda ocurrieron y rasgos significativos de compresión pueden probarse, para integrar un complejísimo cuadro dinámico, variable en el tiempo.

Hay varios criterios aplicables que confieren valor de prueba al movimiento lateral de las fallas⁸, entre ellos:

- 1-Rocas frescas y rocas metamórficas en contacto a través de la falla.
- 2-Rectitud del trazo; característico de las grandes fallas de desgarre.
- 3-Posibilidad de restablecer a su posición primitiva complejos litológicos o rasgos estructurales desplazados por la falla.

Existen más criterios, pero considero los enumerados los principales para el caso.

⁷ The Southern boundary is a large fault which is based chiefly on morphologic arguments (the abrupt ending of the mountain region). Vermunt, 1937a.
⁸ Es muy complicado y requiere una gran cantidad de datos determinar el desplazamiento total de la falla con un grado de certidumbre razonable y las dificultades en la determinación del desplazamiento lateral y la cantidad de factores que intervienen para conseguir tal fin son numerosos (Sylvester 1988).

1-El primer criterio funciona bien en el tramo al oeste de San Diego de Los Baños, límite con la Faja Cangre. Las rocas frescas de la DSE contactan con metaterígenos jurásicos HPLT de la Faja Cangre. Al contrario, pierde su validez al este de San Diego de Los Baños, con rocas sin metamorfismo en ambos contactos de la supuesta Falla Pinar continua. La Sierra del Rosario al norte y la DSD al sur.

Tabla.2. Estilos y edades de la Falla Pinar.

Autor	Estilo principal	Edad	Comentarios
Vermunt, 1937	Falla al este de San Diego de Los Baños.	¿	Oeste de San Diego ¿como un contacto geológico?
Rigassi-Studer, 1963	Omitida por completo		Trazo cortado por la Falla San Andrés.
Piotrowska, 1978.	Desgarre diestro (160-180 km y verticales 1,5-2 km.	No más antigua de Eoceno Medio. Fase principal pre-transgresión del Mioceno.	Contemporánea con la fase tectónica 1 ^{orden} . Activa en el Neógeno y el Pleistoceno.
Bresznyánszky & Iturralde-Vinent, 1978.	Desgarre siniestro	Eoceno Superior tardío a Oligoceno Inferior a Medio	Activa hasta el Oligoceno Inferior a Medio. Convertida en una falla normal en época posterior.
Rosencrantz, 1990.	Desgarre siniestro	Activa durante el cabalgamiento del Paleógeno en Cuba.	Extensión en tierra de fallas submarinas del margen occidental de la cuenca del arco posterior de Yucatán.
Gordon y Mann <i>et al.</i> 1997.	Desgarre siniestro	Eoceno temprano	Define la Fase 2 de la colisión.
Pardo, 2006	Falla lítrica	Eoceno. Más probable Maastrichtiano.	Relación con los mantos de Guaniguanico. ¿Tan vieja como Campaniano?
Cobiella-Reguera, 2008	¿	Cenozoico.	La Falla Pinar, es posterior a los sobrecorrimientos, cortantes de las secuencias del paleomargen mesozoico.
Ordaz <i>et al.</i> 2013.	Desgarre siniestro	Posterior al Paleoceno superior-Eoceno inferior	Activa hasta el presente.

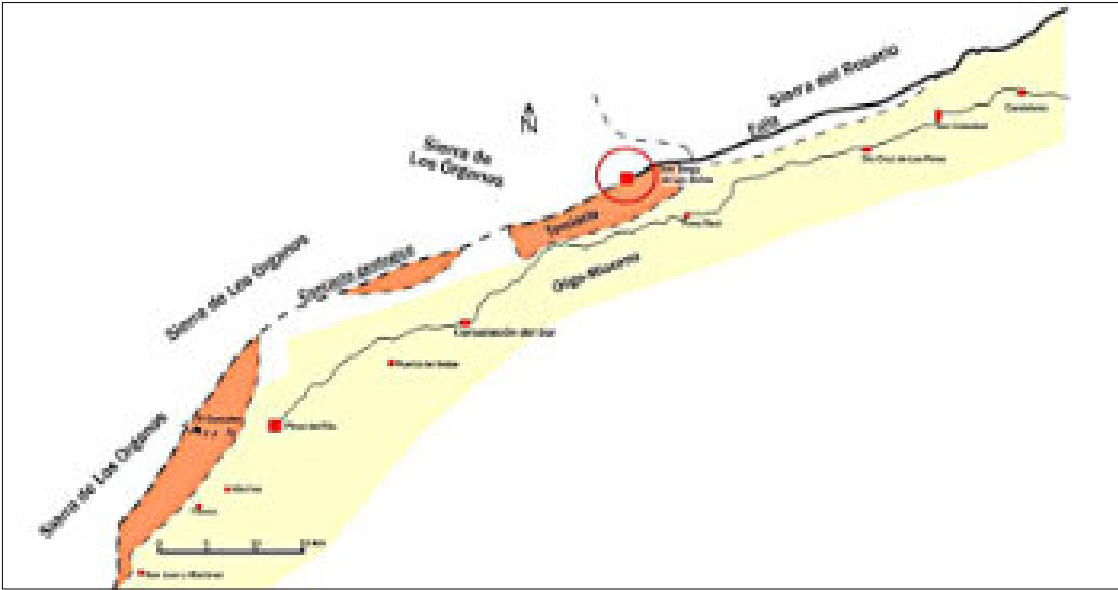


Figura.6. Croquis basado en el Mapa Geológico de la Provincia de Pinar del Río de Vermunt, 1937. Vermunt dibujó su trazo oriental como una falla regional. Mientras el occidental se representa como un contacto indeterminado; por tanto, dos segmentos divergentes con centro en San Diego de Los Baños, en la demarcación W-E de las Sierras de Los Órganos y del Rosario.

2-Como señalaron Hatten & Meyerhoff (1956), la Falla Pinar es un arco paralelo a estructuras de compresión. La Figura 7 muestra la casi perfecta coherencia de la falla con los ejes estructurales de la Cordillera de Guaniguanico. Por si no fuera suficiente, también es paralela a las Fallas Los Palacios y Guanaj y con los ejes de las Cuencas Los Palacios y Batabanó; como ilustración de una compresión duradera y normal a todas las zonas faciales y mantos tectónicos de Cuba occidental. Sin embargo, las grandes fallas de desgarré en todo el planeta, sesgan toda clase de estructuras y rumbos sin respetarlos.

3-La posición paralela a la Falla Pinar de la totalidad de las estructuras regionales (Cordillera de Guaniguanico, Faja de La Esperanza. Zona de Bahía Honda) no condiciona la necesidad de reestablecer a su posición primitiva complejos litológicos ni estructuras, decenas o centenas de kilómetros; a la derecha (Piotrowska, 1978) o a la izquierda (Iturralde-Vinent, 1981) al sur o al norte de la Falla Pinar.

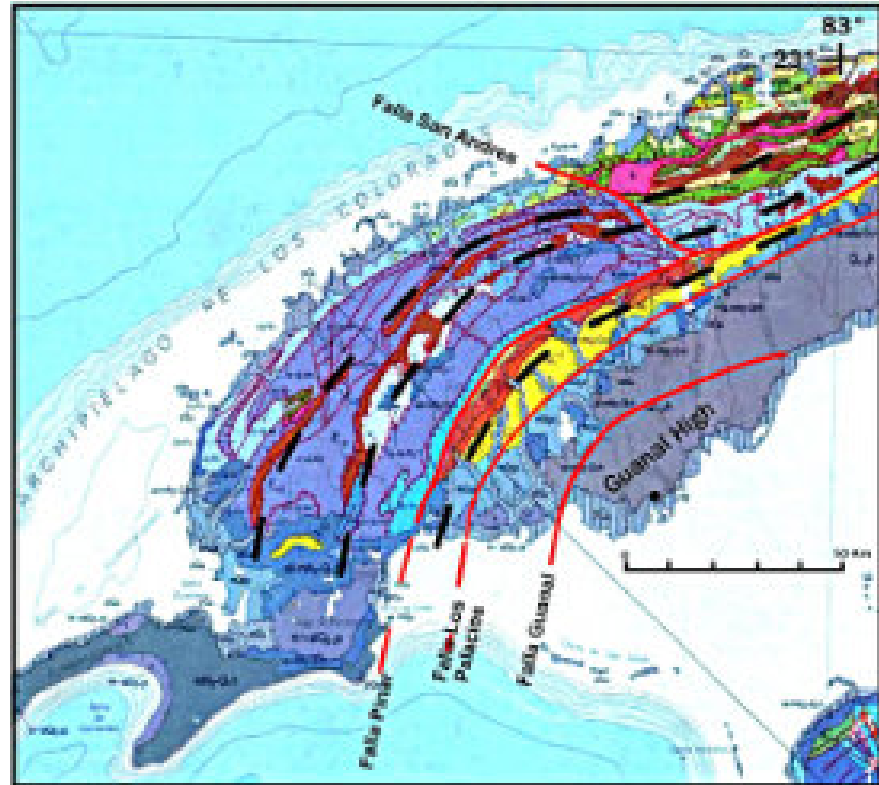


Figura.7. Cuba occidental, según el Mapa Geológico de Cuba 1: 1, 000,000 (de Formell-Cortina *et al.* 1988) reducido del Mapa 1: 1, 250,000. En negro los ejes estructurales de la Cordillera de Guaniguanico (Sierra de Los Óranos y Sierra del Rosario) y la Zona de Bahía Honda (Gráfica nueva del Autor).

El mal resultado en la aplicación de los criterios más apropiados y usuales en la verificación del carácter y de la magnitud del movimiento lateral, enfatiza la duda de que este sea el estilo principal de la Falla Pinar e invita a pensar si no se trata de una falla tardía de compresión entre complejos litológicos, acomodada o algo sesgada entre los contactos heredados de eventos, sin relación alguna con la falla o anteriores a ella. O pueden ser dos fallas amalgamadas, incluso de edades diferentes como una alternativa, por cierto tan buena como cualquier otra.

Ninguna de estas posibilidades necesita excluir cierto movimiento por el rumbo de la Falla Pinar ni de ninguna de las grandes fallas paralelas a ella. En vista de todo lo anterior, es posible que la Falla Pinar; en el tramo entre el norte de Boca de Galafre, hasta San Diego de los Baños, en nada se parezca a lo que por rutina se publica en numerosos trabajos hasta hoy.

El valor de su inclinación cambia paulatinamente entre ambas poblaciones. En el tramo comprendido entre San Diego de Los Baños y San Juan y Martínez buza al Sur y SE. A la altura de la intersección del Río Feo con la falla, un poco al oeste de Pinar del Río, en un afloramiento limpio, rocas estratificadas de la Fm. Río Feo se encuentran en contacto parietal de centímetros con esquistos metaterígenos de la Fm. Arroyo Cangre, sin apreciarse efectos de falla; sin que se esté afirmando aquí que no la hay.

Más al este el ángulo aumenta gradualmente, y al este de San Diego de Los Baños el ángulo se hace cercano a vertical y en adelante ya se pueden encontrar brechas de falla y cuerpos de calizas jurásicas oscuras recrystalizadas por fricción y presión, incluso fétidas y muy similares a las calizas de la Fm. Jagua de la Unidad metamórfica Mestanza. De modo que, cuando se habla de la Falla Pinar es preferible aclarar de cual localidad, punto de observación o lugar específico se habla.

Es singular, en un geólogo tan competente como Rigassi-Studer (1963), la omisión de la Falla Pinar de sus mapas, como no fuera otra la causa que sus posibles dudas al respecto. Lo mismo puede decirse de Vermunt (1937b), quizá con mayor razón; ya que, al cartografiar las calizas de rudistas contiguas a la Falla por más de 70 km, Vermunt tuvo todas las oportunidades de observación. Sin embargo, solo destacó como “falla” al tramo oriental (v. Figura 6) y, no por casualidad, el situado al oeste de San Diego de Los Baños donde la Falla Pinar se hace paralela a la Faja Cangre.

4. ESTRATIGRAFIA SISTEMÁTICA DE LA DEPRESIÓN DE SAN DIEGO.

4.1. Principios.

La descripción de las unidades litoestratigráficas se ajusta, al esquema de las versiones del Léxico Estratigráfico de Cuba; pero su atenta revisión revela discrepancias interpretativas, cambios de contenido y errores diversos, lo que motiva observaciones correctivas. Entre el Maastrichtiano y el Eoceno inferior, numerosas formaciones terrígenas cubanas, muestran notable homogeneidad marcada por grauvacas turbidíticas y procesos de remoción en masa, cuerpos canalizados y delantales submarinos; en esencia, flysch y olistostromas clásicos. Estas semejanzas regionales favorecieron nombres estratigráficos comunes a unidades separadas, generando problemas terminológicos y un exceso de sinonimias. Como señalaron Reguant y Ortiz (2001), las variaciones de las propiedades de las rocas no coinciden necesariamente en el registro estratigráfico, por lo que ni la proliferación indiscriminada de nombres ni la unificación excesiva de unidades resultan prácticas adecuadas, al conducir respectivamente a la fragmentación artificial del registro o a la pérdida de evidencias geológicas relevantes. Por fin; la diferenciación de unidades no depende solo de la litología o la edad, sino también de factores como la morfología de las subcuencas, la columna de agua, la deformación tectónica y los procesos de intemperismo, cuyas variaciones justifican la delimitación de unidades y sustentan su utilidad cartográfica.

4.2. Formación Río Feo.

Autor: Humberto Álvarez-Sánchez.

Referencia original: Álvarez Sánchez, H., 1974, Estratigrafía de la parte Occidental de la llanura costera y piedemonte de la Provincia de Pinar del Río. Cuba. Inst. de Hidroec. P. del Río, 49 págs. 17 figs. 1 map. (Inédito).

Antecedentes.

Los fundamentos para la definición de la Formación Río Feo como unidad litoestratigráfica de la Depresión de San Diego, se apoyaron en el trabajo de Herrera (1961). Herrera presentó bajo la Fm. San Juan una división litológica denominada “serpentinita y otros ígneos cerca de la Falla Pinar” (v. Figura 15), sin detenerse a describirla ni a formalizarla. No obstante, en su brevedad, atinó en señalar algunas de sus características básicas al incluir las rocas ígneas y al emplear la muy precisa frase “*serpentinitas cerca de la Falla Pinar*” y no “*serpentinitas asociadas a la Falla Pinar*”; como se registraba con anterioridad a mi trabajo⁹.

A pesar del escaso detalle de la cartografía de Herrera, sus observaciones bastaron para reconocer secciones de rocas detríticas estratificadas, de composición vulcanomítica, bajo las secciones calcáreas de su Fm. San Juan; con espesor y extensión suficientes para asignarles una posición en su columna estratigráfica.

⁹ El Mapa Tectónico de Cuba a escala 1: 1, 250,000 (Puscharovskiy, *et al.* 1965) muestra serpentinitas controladas por la Falla Pinar. En realidad se trata de serpentinitas agregadas como bloques y cuerpos lentiformes en secciones de olistostromas del Paleoceno. En los mapas posteriores los cuerpos de serpentinitas asociados a la falla desaparecieron. (Nota del Autor).

Para los efectos de mi trabajo la observación importó considerablemente en el desarrollo de mis investigaciones para confeccionar la columna estratigráfica de la región. La posición de la unidad "serpentinitas y otros ígneos" bajo San Juan reflejaba la realidad estratigráfica según mis observaciones. El estudio de cortes seleccionados bajo las calizas de rudistas indicaba una nueva formación, designada con el nombre de Fm. Río Feo de edad Campaniano (Álvarez-Sánchez 1974).

En contraste, ningún trabajo posterior atendió lo suficiente las observaciones de Herrera (García Delgado y Torres Silva, 1998; Bralower e Iturralde-Vinent, 1997; Brust *et al.* 2011). Incluso, en los mapas geológicos oficiales de Cuba (e. g. 1965; 1985; 1988) figuran las Fms. San Juan, Capdevila y Universidad como los únicos integrantes del corte regional. Sin embargo, en la revisión inicial del terreno comprobé que la sección rocosa señalada por Herrera, en efecto, ocupa la base de los cortes expuestos en la región y en ella se reconocen eventos geológicos significativos; ignorados en las descripciones previas de la estratigrafía del territorio.

Origen del nombre.

El nombre se deriva del Río Feo, con nacimiento en las Alturas de Pizarras del Sur (Piotrowska, 1978), confluente derecho del Río San Sebastián a poca distancia del respaldo meridional de la Sierra de Los Órganos.

Sinonimia.

No tiene sinónimos. El intervalo de Herrera (1961) denominado "serpentinitas y otros ígneos" podría considerarse un sinónimo, pero carece de la información suficiente para designarlo como tal.

Unidad de rango superior.

En Huelbes Alonso, *et al.*, 2013 se incluye la Fm. Río Feo en el Grupo Mariel (González García, 1985); configurado por unidades del Paleoceno (Fms. Apolo, El Guayabo, Madruga, San Sebastián y Mercedes) y del Paleoceno-Eoceno Inferior (Fms. La Majagua y Capdevila). A este cuasi "supergrupo" se pretende añadir a las Fms. Río Feo y Río Guamá (Campaniano-Maastrichtiano). Pero Río Feo, Río Guamá y San Juan, en la DSE, están separadas de todas las anteriores por un hiato del Daniano; al parecer relacionado con tectónica regional en la DSD. Intentar reunir las formaciones del Cretácico-Superior y del Paleoceno en un grupo tiene antecedentes [(e. g. Grupo Habana (Herrera, 1961); Grupo Madruga (Furrazola-Bermúdez *et al.*, 1978); Grupo Mariel (González García, 1985); Grupo Víbora (Albear *et al.*, 1988)].

En la actualidad reina un considerable desorden en la litoestratigrafía de la región; con la consiguiente desorientación para cualquier investigador futuro. Es el resultado de visitas episódicas con fines académicos muy especializados, traducidas en publicaciones apresuradas, con escasa confiabilidad de cualquiera de las variantes de la estratigrafía reportada. (Bralower & Iturralde-Vinent, 1997; García Delgado y Torres Silva, 1998; Brust *et al.* 2011); problemas que no pueden resolverse sin una nueva cartografía competente.

Área Tipo. Localidad Tipo.

La Fm. Río Feo aflora entre los meridianos de San Juan y Martínez y el de la carretera a Luis Lazo, al NW de la ciudad de Pinar del Río en forma de una franja estrecha comprimida contra la Faja Cangre. La Localidad Tipo [(Artículo 8 (c). Código Estratigráfico Norteamericano, 2010)], comienza en el curso medio del Río Feo, entre las Alturas de Pizarras del Sur y el terraplén El Guayabo-San Juan y Martínez (Figura 8 y Figura 8A). Un posible afloramiento representativo fue visto en el Río Juan Moreno al NW de Consolación del Sur (v. Figura 12); posible equivalente hacia el oriente de la región.

Descripción original en el Estratotipo de Unidad.

El Estratotipo de Unidad de 1974 (Figura 8) comienza en el contacto de la Fm. Río Feo con esquistos de la Fm. Arroyo Cangre (Piotrowski, en Pszczółkowski *et al.*, 1975); en las coordenadas Lambert N 288.00 y E 210.750. Los

afloramientos se extienden por la margen izquierda del Río Feo hasta el punto de coordenadas N287.700 y E211.05 en el primer meandro; tramo donde afloran la parte baja y media y la base de la sección superior con buzamiento SSE a SSW.

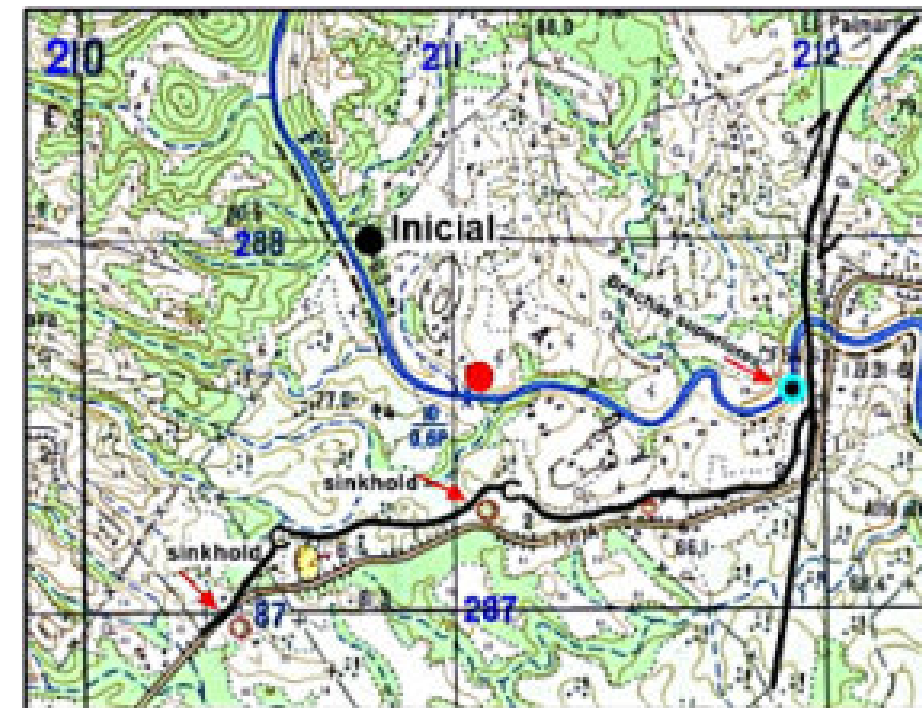


Figura.8.Localidad Tipo y Estrato Tipo de la Fm. Río Feo. Mapa 1:25,000 de la República de Cuba. Coordenadas Lambert. Elevación en metros. Hoja Río Feo 3483-III-d. Coordenadas del punto inicial: N. 288.00-E. 210.750. Coordenadas del punto auxiliar (en rojo): N. 287.700-E. 211.05. Coordenadas de las brechas superiores: N287.700 y E211.900. Trazo C: contacto discordante de Río Feo con la Fm. San Sebastián del Paleoceno Superior, destacado por una alineación de formas cársticas. (Gráfico del Autor en la presente versión de 1974).

En adelante solo aflora en pocas capas por el rumbo paralelo al cauce, hasta el punto de coordenadas N287.700 y E211.900, próximo al terraplén el Guayabo-San Juan y Martínez; donde afloran las brechas de la parte superior, en contacto tectónico con la Fm. El Guayabo. No obstante, hacia el oeste el contacto discordante se efectúa entre la Fm. Río Feo y la Fm. San Sebastián (Paleoceno); señalado por sumideros sobre las calizas carstificadas de San Sebastián. La construcción de la Presa Cangre impide observar esta sección estratigráfica completa y se necesita redefinirla en el futuro (Figura 8A).

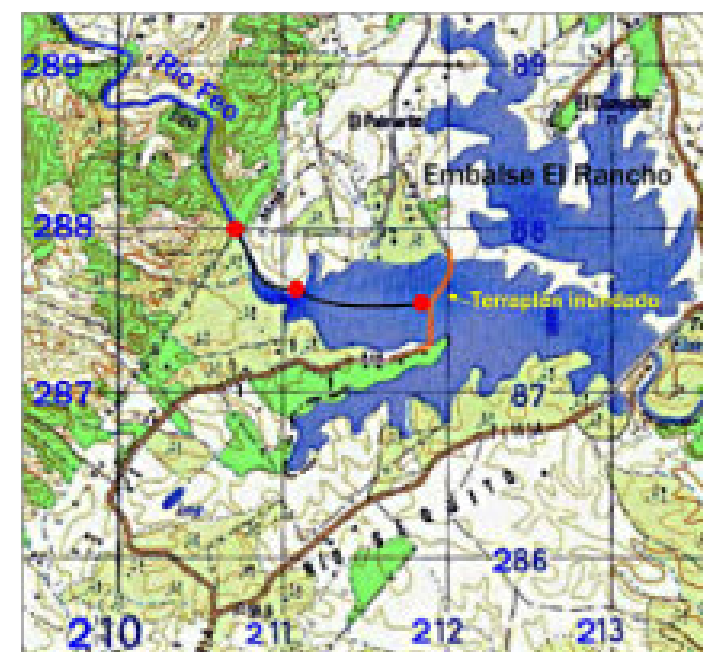


Figura 8 A. Pérdida del estratotipo de la Formación Río Feo (1:50,000).

La Fm. Río Feo se divide en tres partes convencionales (Figura 9).

En la parte inferior; en contacto con la Fm. Arroyo Cangre, afloran grauvacas verdes a negras, tufíticas de matriz arcillosa, laminadas en centímetros hasta estratos de 0.5 m, de grano fino; limolíticas en la base y de grano de medio a grueso hacia arriba.

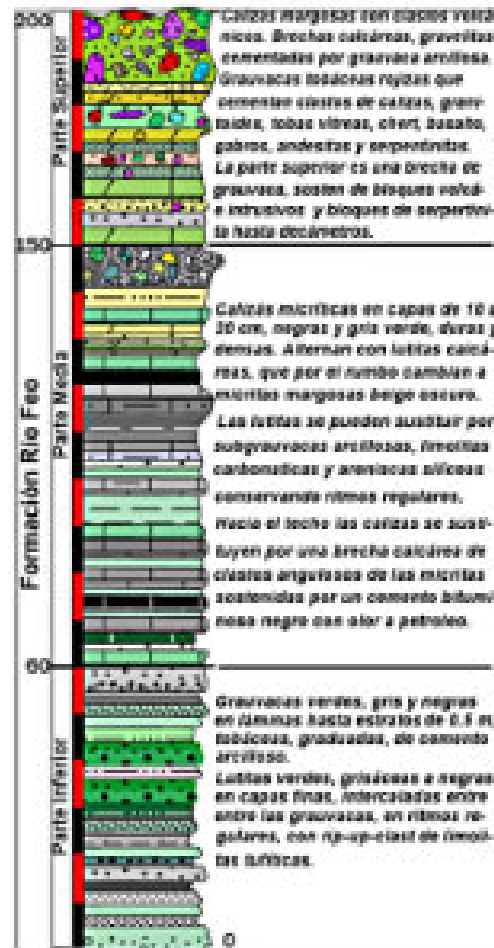


Figura.9. Columna estratigráfica esquemática de la Fm. Río Feo en la región del curso medio del Río Feo, al oeste de El Guayabo (Gráfico de 1974).

Entre las grauvacas yacen intercapas de 10 a 20 cm de lutitas verde olivo a negras, sedosas, con rip-up-clast de limolitas tufíticas. Al golpearse; revelan numerosas superficies de disgregación en astillas y láminas paralelas a los lechos. Las lutitas de grosor variable se alternan con regularidad por las areniscas, en forma de ritmos monótonos, interrumpidos hacia arriba por capas de calizas.

Las calizas marcan el comienzo de la parte media de la Formación. Son micriticas de grano en extremo fino, en capas de 10 a 20 cm, negras, gris oscuro, gris verde, muy duras y compactas. Se alternan con las lutitas que se tornan carbonatadas y por el rumbo cambian a micritas margosas beige oscuro. Las lutitas transitan a subgrauvacas arcillosas, limolitas carbonatadas y a unas areniscas silíceas impuras, verde claro o amarillentas, manteniéndose la regularidad de los ritmos. Hacia el techo, las calizas se sustituyen por una brecha calcárea de clastos angulosos de las micritas inferiores, sostenidos por un cemento bituminoso negro con fuerte olor a petróleo.

La sección de ritmos de caliza micrítica-lutita coronada por brechas bituminosas, asombra por su extraordinario parecido a unas secciones de la Fm. Manacas en el Valle de Pons (de Álvarez-Sánchez, 1981, 1984). Nunca pude librarme de la sospecha de que se trata de facies idénticas pero asincrónicas, circunstancia que me veo obligado a aceptar por el momento, a causa de las edades de microfauna.

La parte superior, se caracteriza por estratos de calizas margosas clásticas y arenosas, con fragmentos volcánicos dispersos, brechas de clastos volcánicos con cemento calcáreo, gravelitas con cemento de grauvaca arcillosa y capas de grauvacas tufíticas pardo rojizas, que sostienen clastos dispersos en la matriz.

Los clastos desde centímetros; en localidades alcanzan dimensiones de decímetros y en ocasiones cerca de un metro. Se componen de las calizas grises nativas, intrusivos ácidos (granitoides), pedernales (centímetros), tobas vítreas silicificadas (centímetros), basaltos y gabros, dacitas y andesitas (decímetros). En esta sección final la estratificación se desordena hacia el techo hasta desaparecer y sustituirse por una matriz masiva con aspecto de paraconglomerado de fragmentos volcánicos, muy característicos en otras unidades superiores del Paleoceno.

Se destacan bloques dispersos lenticulares de serpentinitas foliadas y miloníticas meteorizadas. La extensión de los cuerpos de serpentinitas es difícil de establecer a causa de un afloramiento pobre, pero en algunos casos alcanzan algunos metros y con excepción decímetros en el extremo sur del perfil. Estas serpentinitas; en mapas de la región, se dibujan erróneamente como coincidentes con la línea de la Falla Pinar y no con la Fm. Río Feo, como ocurre en la realidad. Es evidente que esta sección final fue a la que Herrera (1961) llamó “*serpentinitas y otros ígneos*”.

Litología diagnóstica. Meteorización y aspecto en afloramientos.

Solo la parte media de Río Feo, con rasgos de flysch distal, contiene micritas grises a negras muy duras y compactas, alternas con lutitas rítmicas. Solo Río Feo contiene brechas de las micritas en una matriz calcárea bituminosa negra. A falta de ellas el criterio se basa en los ritmos de grauvacas tufíticas con capas de lutitas en corridas junto a la Falla Pinar. La Fm. Río Guamá, en el corte lateral, muestra estratificación mucho más gruesa, conglomerados groseros y lumaquelas cementadas por arcilla margosa, de facies perilitoral.

En secciones profundas de cauces fluviales y terraplenes, las rocas de Río Feo son gris oscuro, verdosas y hasta negro. Se degradan a rojizo, amarillento, a veces abigarrado en la superficie; un tópico en la estratigrafía cubana donde muchas formaciones vulcanomícticas se confunden y se suplantán a la vista ante la meteorización tropical.

Espesor.

En la localidad tipo Río Feo alcanza 160-200 m: Unos 60 m a la parte inferior; 100 m a la parte media y el resto a la sección superior. Los cambios son rápidos y bruscos y cualquiera de sus miembros se acuña por el rumbo. En la sección superior de estructura desordenada no es posible obtener cifras seguras a causa de sus contactos variables, entre ellos con las Fms. San Sebastián y El Guayabo, del Paleoceno.

Edad de Río Feo.

Furrazola-Bermúdez y Silvia Blanco Bustamente (Informe de investigación, 1974) en levigados de la sección inferior identificaron, heterohelícidos y otros foraminíferos planctónicos pequeños indeterminables. La sección media, en cambio, contiene *Globotruncana sp.*, *Rugoglobigerina sp.*, *Ticinella sp.*, *Hedbergella sp.* y *Globigerina cretacea* d'Orbigny; así como *Stomiosphaera sp. (incertae sedis)* y *Pithonella sp.* En consecuencia, la edad más probable para la Fm. Río Feo es Campaniano (Campaniano Medio a Campaniano Tardío)¹⁰

La asociación de foraminíferos planctónicos identificada en la sección media de la Fm. Río Feo es consistente con una edad campaniana y permite descartar razonablemente una adscripción santoniana o maastrichtiana. La presencia de *Globotruncana sp.*, y *Rugoglobigerina sp.*, indica un intervalo posterior al Santoniano, mientras que la coexistencia de *Hedbergella sp.*, y *Ticinella sp.*, géneros característicos de asociaciones relativamente tempranas del Cretácico Superior, sugiere una posición previa al Maastrichtiano, donde estas formas tienden a desaparecer o a ser reemplazadas por globotruncanidos más evolucionados. La ocurrencia de calciesféridos como *Pithonella sp.* y *Stomiosphaera sp.*, frecuentes en asociaciones campanianas y menos comunes hacia el Maastrichtiano, refuerza esta interpretación. En conjunto, la composición de la asociación, junto con la ausencia de taxones diagnósticos del

¹⁰ La asignación a un intervalo Campaniano Medio a Tardío se basa en una reevaluación bioestratigráfica de la asociación faunística reportada por Furrazola-Bermúdez y Silvia Blanco (1974); los datos paleontológicos corresponden a dichos autores, mientras que la interpretación cronoestratigráfica aquí adoptada es posterior.

Maastrichtiano, apoya una asignación campaniana para la Fm. Río Feo, probablemente correspondiente al Campaniano medio a tardío.

¿Es la Formación Río Feo un equivalente de la Formación Vía Blanca?

La Fm. Vía Blanca (Brönnimann y Rigassi, 1963) se ha señalado en la estratigrafía de la DSD (*e. g.* Gordon *et al.*, 1997; Bralower e Iturralde-Vinent, 1997), por lo que resulta pertinente examinar la posible equivalencia entre ambas unidades y si existe fundamento para que exista en la región del nuestro estudio.

El Conglomerado Bahía, compuesto por vulcanoclastos en matriz de grauvaca y señalado como la base de la Fm. Vía Blanca, no aparece en la base de la Fm. Río Feo, la cual está constituida por un flysch gradado, bien estratificado.

La parte superior de la Fm. Río Feo podría compararse, en principio, con la Olistostroma Jibacoa, de matriz masiva y posición estratigráfica poco definida; no obstante, aunque la culminación de Río Feo presenta localmente rasgos de olistostroma, se diferencia de Vía Blanca por conservar matriz estratificada y por mostrar una posición estratigráfica regular bajo las Fms. San Sebastián y El Guayabo (Paleoceno) y no por la Fm. Peñalver (Brönnimann y Rigassi, 1963).

La Fm. Río Feo también podría considerarse equivalente a la Fm. Vía Blanca atendiendo a la edad, la fuente del detrito y ciertas analogías sedimentarias; sin embargo, la ordenación de su corte litológico y sus relaciones estratigráficas la distinguen claramente de esta última. En sus afloramientos típicos, la Fm. Vía Blanca se encuentra cubierta por la Fm. Peñalver del Maastrichtiano tardío, descrita como “siempre asociada a Vía Blanca”. La Fm. Peñalver, sin embargo, no se reconoce en la DSD, sino en la región de Bahía Honda (Pszczółkowski y Albear, 1982; Bralower e Iturralde-Vinent, 1997).

Adicionalmente, la Fm. Vía Blanca cuenta con un elevado número de sinónimos: siete parciales, correspondientes a formaciones propuestas e incluso a grupos, y dieciséis equivalencias con formaciones distinguidas entre 1918 y 1978¹¹ (Franco Álvarez, *ibid.*; Huelbes Alonso *et al.*, 2013). Este hecho evidencia que Vía Blanca no constituye un concepto estratigráfico bien definido en la estratigrafía cubana y requiere de una revisión sustancial. En consecuencia, su presencia en la DSD carece de pruebas concluyentes, y ninguna campaña de cartografía geológica competente la ha documentado.

Relaciones estratigráficas y tectónicas.

En el perfil de la localidad tipo, el contacto norte de la Fm. Río Feo se establece con la Fm. Arroyo Cangre. En afloramientos limpios y bien expuestos, la superficie de contacto es tan estrecha que puede describirse como capa contra capa: al sur, grauvacas frescas de Río Feo, y al norte, esquistos metaterrígenos de Arroyo Cangre.

Dado que se ha insistido en que la traza de la Falla Pinar discurre al pie de la pendiente del relieve montañoso, cabe preguntarse acerca de la naturaleza de este contacto. La yacencia, medida con precisión, es de 35° al SE¹², tanto para los esquistos metamórficos de Arroyo Cangre como para las grauvacas de Río Feo. La significación de este hecho, cuidadosamente observado, resulta perturbadora y, sin un estudio específico, da lugar a múltiples especulaciones.

No es propósito de este trabajo extenderse ahora sobre lo que es o no es este contacto; baste señalar que existen situaciones comparables, como el contacto entre las anfíbolitas de Mabujina (LPHT) y los esquistos (HPLT) del Escambray, al suroeste de la Cúpula de Trinidad, donde no es posible introducir siquiera el filo de un cuchillo entre las anfíbolitas del Complejo Mabujinay los esquistos cuarzomicáceos del Escambray.

El contacto sur de la Fm. Río Feo presenta complicaciones adicionales que desmienten la simplicidad a menudo atribuida a la geología de esta región (Figura 10). En los perfiles de la Fm. Río Feo, entre los ríos Rancho y San Sebastián, se reconoció una zona de varias decenas de metros de espesor, caracterizada por bloques de calizas con

rudistas de la Fm. San Juan (Maastrichtiano), así como por clastos de las Formaciones San Sebastián y El Guayabo (Paleoceno superior), inmersos en una matriz carente de estructura interna. Esta zona expresa, sin duda, algún tipo de “ruptura” entre las rocas campanianas de Río Feo y las formaciones suprayacentes. Surge entonces la pregunta acerca de la significación de este contacto y de los intervalos de tiempo que lo delimitan con mayor precisión.

Discordancia del Campaniano.

Según Pszczółkowski y Flores (1986), en el occidente de Cuba existe una discordancia angular “orogénica” y “compresiva” —no vinculada a distensión ni a movimientos verticales, entre la Fm. Orozco (Coniaciano-Santoniano), del arco volcánico, y la Fm. Vía Blanca (Campaniano-Maastrichtiano), de la cobertura. En el área estudiada la Fm. Orozco no aflora. La Fm. Río Feo podría ser un equivalente parcial de Vía Blanca, pero no más allá.

En Río Feo se observan pequeñas mesoformas (<30°) solo en el contacto con la Faja Cangre, que se atenúan rápidamente hacia el sur y no hay evidencias de discordancia entre la Fm. Río Feo (Campaniano) y la Fm. San Juan (Maastrichtiano). Todo indica que la fase orogénica campaniana no se manifiesta en esta región.

De existir una discordancia equivalente a la propuesta para Bahía Honda dentro de la DSD, probablemente estaría bajo los niveles aflorados o en la base de la Cuenca de Los Palacios; en tal caso, no puede invocarse como rasgo regional para explicar las relaciones entre las unidades locales.

La ausencia de deformación significativa y la continuidad estructural entre formaciones sugieren que los contactos responden más bien a reajustes tectónicos tardíos o a mecanismos de acomodación en un régimen compresivo atenuado. Los cuerpos caóticos en el techo de Río Feo refuerzan la idea de episodios de inestabilidad tectono-sedimentaria (gravitacional) de edad imprecisa. En consecuencia, la interpretación de estos contactos requiere cartografía detallada, control estratigráfico riguroso y estudios estructurales específicos antes de atribuirles un significado orogénico comparable al documentado en otras regiones del occidente cubano

Discordancia del Paleoceno.

Un caso relativamente más claro de discordancia lo ofrece el conglomerado polimíctico en la base de la Fm. San Sebastián (Paleoceno Superior) sobre la Fm. Río Feo (Campaniano), con ausencia parcial o total del Daniano (G. Furrázola-Bermúdez, com. escrita, Informe de micropaleontología, 1974). Sin embargo, el cuadro regional es complejo. En el valle del Río Guamá (≈8 km al NNE), una sucesión maastrichtiana de la Fm. Río Guamá, cubierta por la Fm. San Juan, es a su vez coronada por la Fm. San Sebastián en una disposición que sugiere paraconformidad. Hacia el SW, Río Feo yace discordante bajo las calizas de la Fm. San Juan, con ausencia de la Fm. Río Guamá. En otros cortes, Río Feo subyace a la Fm. El Guayabo, con un contacto marcado por bloques de la Fm. San Juan en matriz areno-arcillosa derivada de El Guayabo, lo que evidencia la destrucción previa de San Juan (v. Figura 10).

Estos datos apuntan a un episodio erosivo relativamente súbito, posiblemente iniciado en el Maastrichtiano tardío y expresado como discordancia en el Paleoceno temprano, que en algunos perfiles eliminó las calizas de la Fm. San Juan y las sustituyó por la Fm. San Sebastián, iniciada con un probable conglomerado basal. El evento sería posterior a la completa sedimentación de San Juan y, al menos, algo más tardío que el inicio de la Fm. El Guayabo. No obstante, la proximidad entre afloramientos, separados por pocos kilómetros, y la coexistencia de relaciones diversas no descartan la discordancia, pero sí cuestionan su uniformidad y extensión regional, sugiriendo eventos adicionales localizados en la base del Paleoceno. En consecuencia, las relaciones estratigráficas y tectónicas no permiten definir un esquema único de discordancias regionales para toda la Depresión de San Diego.

La presencia cercana de contactos concordantes, paraconformes y claramente erosivos, junto con la distribución irregular de unidades clave del Cretácico Superior y Paleoceno, indica que no se trata de un solo evento tectono-sedimentario regional.

La ausencia de deformación angular significativa en algunos contactos críticos, combinada con cuerpos caóticos y superficies erosivas de difícil correlación lateral, sugiere la superposición de eventos de distinta naturaleza y cronología, condicionados por la posición estructural y paleogeográfica dentro de la cuenca. En este contexto, aplicar de forma directa modelos regionales propuestos para otras áreas del occidente cubano resulta problemático. Cualquier interpretación que atribuya a estas relaciones un significado orogénico preciso y uniforme debe

¹¹ Dirty shales (DeGolyer, 1918). Habana formation (parte) (Palmer, 1934). Habana formation (parte) (Rutten, 1936). Vigía Ridge (Klecker, 1943). Lirio formation (Kozary and Brönnimann, 1955). Ojo formation (Kozary and Brönnimann, 1955). Majana formation (Guanabana group) (Kozary and Brönnimann, 1955). Cabañas formation (parte) (Truitt and Brönnimann, 1956). Grupo Habana (Herrera, 1961). Bacuranao limestone (Brönnimann and Rigassi, 1963). Bahía conglomerate (Brönnimann and Rigassi, 1963). Habana Group (parte) (Brönnimann and Rigassi, 1963). Río Piedras conglomerate (Brönnimann and Rigassi, 1963). Schoolhouse conglomerate (Brönnimann and Rigassi, 1963). Vía Tunnel conglomerate (Brönnimann and Rigassi, 1963). Olistostroma Jibacoa (de Albear e Iturralde-Vinent en de Albear *et al.*, 1977). Flysch Los Mangos (de Albear e Iturralde-Vinent en de Albear *et al.*, 1977). Fm. Chiquita (En Furrázola-Bermúdez *et al.*, 1978). Fm. Unión (En Furrázola-Bermúdez *et al.*, 1978). Super-Grupo Habana (parte) (En Furrázola-Bermúdez *et al.*, 1978). Fm. Guanaja (parte) (Kantchev en Kantchev *et al.*, 1978). Fm. Lebrije (Kantchev en Kantchev *et al.*, 1978). Grupo Perseverancia (parte) (En de Albear *et al.*, 1988).

¹² Manteo o buzamiento de la inclinación; para evitar confusiones (Nota del Autor).

(Figura 11A) en la parte superior de la Fm. San Juan (Maastrichtiano) en la región de San Diego de Los Baños¹³. Otras ocurrencias de serpentinitas en fragmentos medianos Danilewski las reporta en el Río Juan Moreno (Figura 4, en Pszczółkowski *et al.*, 1975), al norte de Consolación del Sur, a muchos kilómetros de distancia hacia el oeste (Figuras 11B y 12).

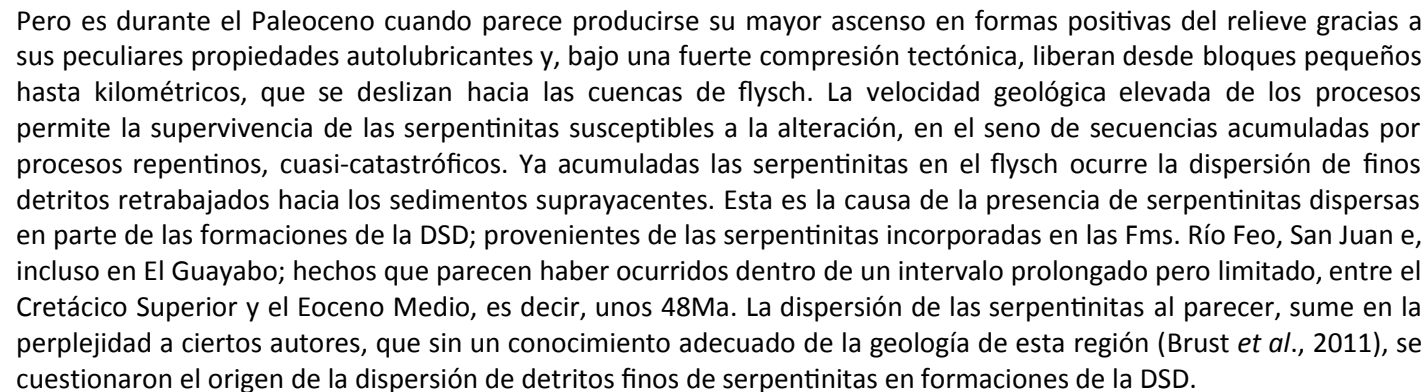
[illegible]

Figura.11.Columnas estratigráficas de la región oriental y central de la Depresión de San Diego por D. Danilewsky. A: Parte oriental, en las cercanías de San Diego de Los Baños. B: Región central, al norte de Consolación del Sur. Danilewsky coloca los cuerpos de serpentinitas en la parte superior de su Fm. San Juan (Maastrichtiano), en el contacto con la base de la Fm. Capdevila. Intervalos con serpentinitas conservan el texto original en polaco. Reproducidas de las Figura 4-5 en Pszczółkowski *et al.*, 1975. La Figura A se ha coloreado para mejor visualidad). (Gráfico del Autor en la presente versión).

¹³ Esta es una valiosa observación, notable por si misma. Por lo visto Danilewski el único de los geólogos polacos que describe agrupaciones de cuerpos de serpentinitas en las unidades de la Depresión de San Diego, según se desprende del informe final de la expedición polaca. (Nota del Autor).

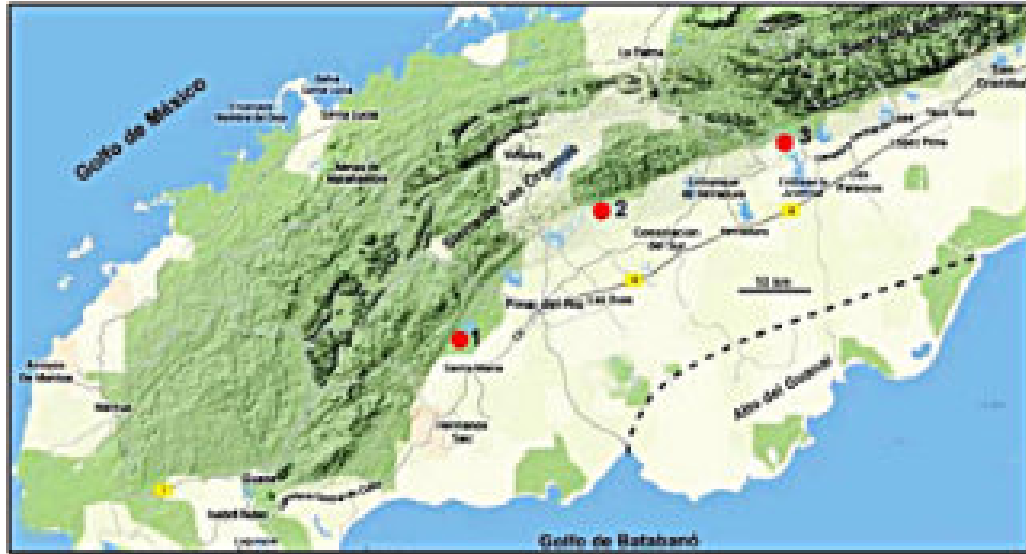


Figura.12. Croquis de la situación de sitios con descripciones de cuerpos de serpentinitas en la Depresión de San Diego. 1. Cayo de Las varas. 2. Juan Moreno. 3. Parte oriental de la Zona de San Diego (2 y 3 según datos de D. Danilewski, en Pszczółkowski *et al.*, 1975) (Imagen de Google Map) (Gráfico del Autor en la presente versión).

Ambiente de sedimentación de la Formación Río Feo.

La microfauna conservada de la Fm. Río Feo es planctónica, condición que sumada a las características internas de las capas, sugieren que la formación se depositaba a considerable profundidad, probablemente alejada de la línea del talud periplatafórmico; en contradicción con las interpretaciones de varios autores (e. g. Piotrowski, 1987; Brust *et al.* 2011 y otros) respecto a la batimetría de la cuenca de sedimentación. La Formación San Juan no es la unidad debutante en el corte de la Depresión de San Diego, como creen varios autores (e. g. Bralower & Iturralde-Vinent, 1911; Brust *et al.* 2011), algo que debió serles sugerido al examinar la columna estratigráfica de Herrera (1961). Este hecho apunta a que la Depresión de San Diego comenzó, precisamente, como una depresión, decir una inflexión negativa y no como un levantamiento; posibilidad que establece la posibilidad de ciertas importantes inferencias paleogeográficas.

El traslado de sedimentos terrígenos a profundidades bajo el nivel de la plataforma, requiere de un mecanismo eficiente de traslado que puede ser satisfecho por cañones submarinos conectados con fuentes principalmente fluviales (Álvarez Sánchez, 1974). De esto hablan los sedimentos formados por detritos arcillo-arenosos estratificados en ritmos, con cierta participación de clásticos rodados provenientes de una profundidad cuasi litoral periplatafórmica. En la base, bien estratificada y rítmica, la composición litológica clástica y la trama aleurítica de cemento es de origen volcánico. Las lutitas de la base son muy oscuras verde olivo a negras con una fina dispersión de pirita globular, que sugiere floculación en medio anóxico. Estas características se mantienen en las calizas micríticas de la parte media con sus colores muy oscuros y aún más en las brechas calcáreas del tope de ese intervalo, cementadas por una materia calcárea negra, saturada de materia orgánica-bituminosa. Estas brechas parecen marcar el cambio hacia la parte alta de la unidad; posiblemente depositadas en la desembocadura de un cañón o en su proximidad.

Hacia el tope; con el incremento del re-deposito de vulcanoclastos y toba, los estratos se tornan masivos y desordenados; se interrumpen a corta distancia y la granulometría cambia en algunos metros con una graduación de grano poco desarrollada. El redeposito clástico volcánico va desde clastos de cm hasta bloques de dm e incluye serpentinitas foliadas, desde clastos centimétricos hasta bloques, como en Cayo de las Varas.

Partes estratificadas de la sección alta contienen lutitas con cuñas (rip-up clasts) y láminas de limolita convoluta; que muestran un cambio hacia depósito gravitacional masiva: incremento de vulcanoclastos redepositados, bloques voluminosos, paraconglomerados lodo-soportados y rasgos interpretables como flujos cohesivos de escombros; desde la facies **G** de Mutti y Ricci-Lucci (1972ab) (**v. et.** Santillán-Piña y Aguayo-Camargo, 2011) y procesos olistostrómicos incipientes. Este patrón indica inestabilidad creciente del talud, probablemente relacionada con sismicidad asociado a desplazamiento del frente volcánico.

En conjunto, la Fm. Río Feo representa un sistema sedimentario que transita desde facies turbidíticas canalizadas hacia un régimen dominado por flujos masivos no canalizados, reflejando una intensificación progresiva de la inestabilidad tectono-volcánica en la región fuente. Esta dinámica es comparable al patrón descrito en la base de la Fm. El Guayabo del Paleoceno, lo que sugiere un control tectónico regional sobre la arquitectura sedimentaria; en general similar al patrón sedimentario de la base de la Fm. El Guayabo del Paleoceno (Álvarez-Sánchez, 1974, 1979 y 1984a, b).

Correlación con otras formaciones según el Léxico Estratigráfico de Cuba.

La Fm. La Jíquima (Nagy, 1976) de Cuba oriental (Campaniano-Maastrichtiano Sup.) caracterizada como un flysch areno-conglomerático polimíctico, lutitas, en parte es comparable con la Fm. Río Feo. La Fm. Duran (Iturralde-Vinent, en Belmustakov *et al.*, 1981) (Campaniano Sup.-Maastrichtiano Inf.) terrígeno-turbidítica e intercalaciones de rocas volcánicas, es comparable en parte con Río Feo. Otras formaciones de posible correlación, tanto por su edad como por su litología, total o parcial, son la Fm. Monos (Truitt, en Brönnimann y Pardo, 1954) (Campaniano-Maastrichtiano Inf.) con sus ritmos siliciclásticos vulcanimícticos y calizas y margas coloreadas. La Fm. Tinajita de Cuba oriental (Kozary, 1955, redefinida en Nagy *et al.*, 1976) aunque de la misma edad de Río Feo, y señalada como su correlativo (Huelbes Alonso, *ibid.* difiere con mucho de ella y más sugiere a la Fm. San Juan (Herrera, 1961) por su facies y composición.

4.3. Formación Río Guamá.

Autor: Humberto Álvarez-Sánchez, 1974.

Referencia original: Álvarez Sánchez, H., 1974, Estratigrafía de la parte Occidental de la llanura costera y piedemonte de la Provincia de Pinar del Río. Cuba. Inst. de Hidroec. P. del Río, 49 págs. 17 figs. 1 map. (Inédito).

Antecedentes.

La Formación Río Guamá es una de las secuencias terrígenas del Cretácico Superior de la DSE. Diferenciarla como nueva formación surge de los problemas con la Fm. San Juan, como fue descrita por Herrera. La Fm. San Juan constituye un biostromo compacto de rudistas, de espesor máximo decamétrico, donde las intercalaciones terrígenas son escasas y con frecuencia carecen de estratificación definida. Aunque en algunos sectores ambas unidades se suceden en una transición reconocible, no es infrecuente hallarlas separadas. Las transiciones consisten de areniscas típicas de Río Guamá que incorporan lentes, decimétricos a métricos de calizas de rudistas o de calizas margosas impuras. Las intercalaciones se extinguen por el rumbo, revelan su naturaleza lenticular y devuelven a la sección su fisonomía netamente arenosa. San Juan, por el contrario, se presenta como un cuerpo calcáreo relativamente compacto de rudistas y macrofauna asociada, cementados por caliza impura blanca, gris o verdosa, con discretos lentes lodosos-aleuríticos. La situación gana complejidad porque masas del biostromo San Juan aparecen reiteradamente como olistolitos dentro de unidades paleocenas, lo que ha propiciado interpretaciones equívocas sobre sus verdaderas posiciones *in situ*. A ello se suma que en cartografía posterior a 1974, la Fm. San Juan (Maastrichtiano) fue fusionada con la Fm. San Sebastián (Paleoceno), integrada por detritos derivados de aquella y separada por un conglomerado basal fino que delata un hiato regional significativo. Distinguir ambas unidades en el campo exige, algo más que reconocer litologías: demanda conocer los criterios cartográficos que sustentaron su delimitación original. Sin ese marco, la estratigrafía se vuelve ambigua y una misma sección puede recibir nombres distintos según la mirada que la interprete.

Origen del nombre.

El nombre se deriva del Río Guamá, con nacimiento en las Alturas de Pizarras del Sur (Piotrowska, 1978), con su cuenca media en la DSD y la Llanura Meridional de Pinar del Río y desembocadura en el Golfo de Batabanó. La cuenca media corta la región premontana sobre varias unidades del corte estratigráfico regional.

Sinonimia.

En Franco Álvarez *et al.* 1992 la Fm. Guamá fue llamada “Formación Río Guamá”; a causa del homónimo *Guama Formation* (de Kozary, 1956); formación invalidada en una lista de 37 nombres litoestratigráficos de Cuba oriental (v. *et.* Franco Álvarez, *et al.* 1992). El Artículo 7 (a) del Código Estratigráfico Norteamericano (2010) indica: *La parte genérica del nombre geográfico, como río, lago o población, debe omitirse al formar el nuevo término, a menos que sea necesario para diferenciar dos nombres idénticos.* Según el concepto se puede convenir con el cambio. La Fm. Río Guamá se segregó de la Fm. San Juan (*sensu* Herrera, 1961) como se explicó arriba. Considerarla como sinónimo parcial, tal como aparece en el Léxico Estratigráfico de Cuba (versión de 2024) es una cuestión de nomenclatura. De acuerdo con el léxico citado, también se incluye como sinónimo de Río Guamá una formación denominada “Los Negros” (S. Gil y R. González en: E. Linares *et al.*, 1985; en Pérez Othon y Yarmoliuk, 1985). Como se demostró en Álvarez-Sánchez (2023), se trata de una apropiación indebida, cuando no un plagio.

La Fm. Río Guamá se incluye en el Grupo Mariel (González García, 1985; f. Franco Álvarez *et al.* 1992). Mis objeciones al respecto se encuentran en la descripción de la Fm. Río Feo.

Área Tipo. Localidad Tipo.

El Área Tipo se extiende en una franja paralela a la Falla Pinar en el valle del Río Guamá y en dirección hacia el valle del Río Paso Viejo. Secciones continuas se encuentran en el área de La Guabina (**Lámina 1**) y el terraplén La Guabina-Pinar del Río.



Lámina.1. Localidad denominada La Guabina en la margen derecha del Río Guamá. En primer plano se destacan los sedimentos terrígenos meteorizados de la Formación Guamá que constituyen terrenos fértiles por lo general boscosas. En tercer plano el skyline de las Alturas de Pizarras del Sur con la Formación Arroyo Cangre de metamórficos del Jurásico.

Estratotipo de Unidad.

Se acuña, con notable pérdida de su espesor, hacia los valles de los Ríos Cangre y Río Feo. Algunos raros afloramientos se encuentran en el Valle del Río San Sebastián, bajo capas de la Fm. San Juan. Nuevas observaciones podrían revelar que las Fms. Río Feo y Río Guamá, se extienden hacia la región de San Diego de Los Baños. Afloramientos de Río Guamá, muy comprimidos contra la Falla Pinar, se ven al NE del poblado El Guayabo y al NW de Consolación del Sur.

El Estratotipo de Unidad (Figura 13), sin cambios desde 1974, comienza al pie de las elevaciones de la Faja Metamórfica Cangre, en las coordenadas I: N. 297.275-E. 218.300 y se extiende por el terraplén Hoyo de Guamá-Pinar del Río, hasta el punto de coordenadas F: N. 296. 750-E. 218.500. En la época de la descripción los afloramientos en el piso y los cortes laterales del terraplén eran muy buenos.

Descripción original en el Estratotipo de Unidad.

Los componentes principales de la Fm. Río Guamá son lutitas dúctiles, areniscas y conglomerados que se alternan en el corte con monotonía. Las lutitas son arenosas, friables, abundantes en la base del estratotipo. La estratificación es discreta a mala, en capas métricas a láminas centimétricas sin regularidad; de un chocolate amarillento a verdoso amarillento. Areniscas muy finas a limolitas azul grisáceas se destacan en las capas de lutitas y, a veces, grauvacas muy arcillosas en lechos de centímetros, con una selección de grano pobre, que cambia hacia una mejor selección hacia arriba donde pueden presentar una tosca graduación.



Figura.13. Localidad Tipo y Estratotipo de la Fm. Río Guamá. Mapa 1:25,000 de la República de Cuba. Coordenadas Lambert. Elevación en metros. Hoja Entronque de Ovas 3483-II-a. Coordenadas del punto inicial: N. 297.275-E. 218.300. Coordenadas del punto final (en rojo): N. N. 296. 750-E. 218.500. Terraplén Hoyo de Guamá-Pinar del Río. (Gráfico del autor en la nueva versión de 1974).

Esta litofacies es característica de la parte inferior, si bien por el rumbo el corte puede estar solo representada por las lutitas arenosas con las intercapas de la marga verde oscuro con bioclásticos de moluscos. El espesor de los estratos de marga aumenta hacia arriba, tornándose carbonatadas hasta cambiar a unas margas arcillosas verde oscuro azulosas a negras con restos de lamelibranquios bien conservados, pocas veces fracturados. Hacia arriba las areniscas predominan en el corte, hacia una estratificación masiva sin estructura que puede graduar a conglomerados vulcanomícticos bien rodados de matriz arenosa friable, hasta brechas de clastos medianos.

Los clastos a menudo son guijarros muy pulidos, semejantes a los típicos de origen fluvial, pero también pueden encontrarse brechas finas a medias, semiangulosas, donde se destacan pórfidos básicos con una coloración de hematita que parecen provenir de cortezas de meteorización preexistentes. Estas areniscas predominan hacia la parte media. Hacia la parte superior, dominan las grauvacas de grano de selección media, débilmente graduadas, pero con las intercapas compuestas por unas calizas arenosas gris azul a verde (glauconíticas). Los conglomerados son más finos de guijarros pulidos. Desaparecen las lutitas y conglomerados gruesos y aparecen lentes de decímetros de espesor de restos biolíticos de organismos someros triturados en las areniscas que, hacia el techo, contienen lentes de 1-2 m de calizas arenosas beige a verde claro intercaladas.

Finalmente, intervienen lentes de calizas con cemento arenoso a esparítico que aglutina fragmentos de rudistas y otros organismos someros. Los lentes de calizas aumentan su espesor hasta varios metros que se acuñan rápidamente por el rumbo. Este intervalo con las capas calcáreas, marca, el techo de la Fm. Río Guamá con un espesor que fluctúa entre 20-30 m, menos frecuente 30-50 m, coronación del perfil de la Formación en todos los casos (Figura 14).

Litología diagnóstica.

La litología diagnóstica de la Fm. Río Guamá son las margas azules a negras con restos de *ostreidae* y las grauvacas arcillosas conglomeráticas con guijarros pulimentados. Hacia la parte superior aparecen lentes y capas de calizas arenosas y restos de rudistas que se alternan con areniscas. Las intercalaciones suelen aumentar de espesor en la transición hacia la Fm. San Juan. Las capas de Río Guamá muestran un aspecto menos compacto, las rocas son friables hasta desmenuzarse con la mano.

En esto contrasta con la Fm. Río Feo, con características más típicas de un flysch distal, con estratificación rítmica, y calizas micríticas y micrítico-esparíticas duras, nunca observadas en Río Guamá.

La estratificación de Río Guamá es gruesa hasta masiva y de un color verde uniforme, con lentes y finas capas de glauconita y lechos métricos de conglomerados bien rodados. Río Feo no contiene restos de lamelibranquios; mientras que en Río Guamá se presentan en estratos gruesos parecidos a lumaquelas (*Ostreidae*) pero aglutinadas con marga arenosa o areniscas deleznales

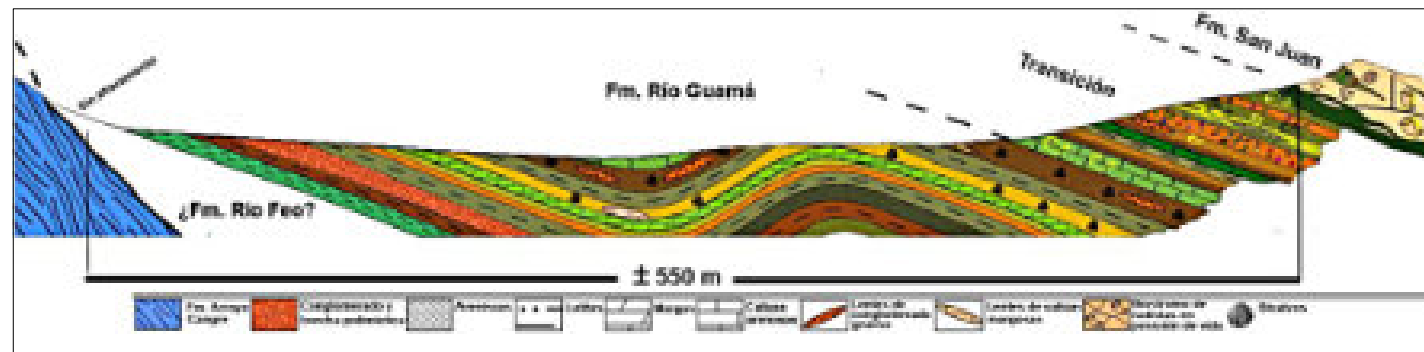


Figura.14. Perfil geológico esquemático en el Estratotipo de la Fm. Río Guamá. Terraplén Hoyo del Guamá-Pinar del Río. En la parte inicial del perfil. (1974).

Un buen índice de encontrarse en un corte de Río Guamá, es el horizonte de transición de unos 20-40 m de la parte superior, con las calizas arenosas (packstones, grainstones) y bioconstrucciones (boundstone) en forma de lentes de 1 a 5 m de espesor de rudistas, ostreidos y equinodermos que se afirman en el tope en el contacto con la Fm. San Juan.

La fábrica clástica dominante, el afloramiento pobre, la composición lítica terrígena y la meteorización que uniforma rocas y matrices, explican la mayor parte de los problemas para distinguir ambas formaciones.

Espesor.

El espesor en el Estratotipo oscila entre 150 a 250 m. Hacia el occidente la Formación se acuña y en la práctica desaparece, reducida a una decena de metros. En el Río Guamá y en otras secciones alcanza entre 80 a 150 m.

Meteorización y aspecto en afloramientos.

En la zona de La Guabina, el cauce del Río Guamá descubre afloramientos frescos de color en masa verde olivo muy oscuro con bandas verde claro, muy raros de ver. Lo común es que Río Guamá, a pesar de la oxidación, conserva un tono verdoso a pardo verdoso en los terraplenes donde puede esperarse un corte algo más profundo. Las secciones muy meteorizadas son muy friables y alteradas a gran profundidad. Las areniscas y conglomerados pierden la matriz arcillosa por lixiviación y se disgregan. Las lutitas toman un color pardo rojizo, amarillento o chocolate claro.

Relaciones estratigráficas.

La sección al Norte yace en contacto con la Faja Metamórfica Cangre (Millán, 1972; Somin y Millán, 1981; Millán, 1988), del mismo modo que la Fm. Río Feo, sustituyendo a esta en los afloramientos en algunas ocasiones. Tal hecho puede observarse en el camino a Cuajani, donde la base de Río Guamá yace en contacto tectónico con la Fm. Arroyo Cangre (Piotrowski, en Pszczółkowski *et al.*, 1975). El contacto tectónico al norte es poco visible, en una franja muy estrecha de solo algunos decímetros; similar al contacto de la Fm. Río Feo con la Fm. Arroyo Cangre, que se observa en el cauce del río en esa localidad. Al sur Río Guamá está cubierta por una sección de transición con la Fm. San Juan. El tope de la unidad se coloca donde se afirma el corte característico de la Fm. San Juan.

La Fm. Río Feo y Río Guamá parecen tener una transición hacia el oeste del Río Guamá de modo que la parte superior de Río Feo parece interdigitada con la parte inferior de la Fm. Río Guamá. Esta observación no se ha comprobado con seguridad.

En algunos perfiles, las secciones de San Juan quedan tan reducidas de espesor, que sobre Río Guamá yace la Fm. El Guayabo (del Paleoceno) con una aparente discordancia muy poco destacada de algunos grados, probablemente real. Incluso, en la región al oeste del Río Feo, se pueden encontrar escasas localidades donde con gran pérdida de espesor de San Juan o su acuñamiento completo; sobre Río Guamá yace la Fm. San Sebastián con un evidente conglomerado basal

Condiciones de sedimentación de la Formación Río Guamá.

La estructura de los estratos, distribución granulométrica, microformas sedimentarias y la biofacies distribuida en los niveles medios y superiores, muestran en esta formación características faciales variables, desde un ambiente marino poco profundo litoral intermareal; a facies deltaicas poco profundas.

Entre los rasgos a señalar se encuentran las lutitas arenosas bien estratificadas y laminadas en intercapas con las areniscas a menudo masivas y conglomeráticas, similares a la facies **D** (Mutti y Ricci Lucci, 1972ab), seguidas por secciones rítmicas arenisca-limolita-lutita; con discreta clasificación de grano de algunos intervalos, acompañadas de laminación y huellas de rizaduras con evidencia de reclasificación por corrientes. La laminación paralela o convoluta débil se observa a veces lo mismo que la graduación expresada con claridad en las areniscas. La selección de grano es pobre y poco expresada en el tramo inferior y discreto o bueno en la parte superior.

Otro rasgo característico de las condiciones del medio son las capas de areniscas arcillosas y margas con abundantes restos de moluscos muy bien conservados y las intercalaciones de calizas con restos fragmentados de organismos nativos que sugieren periodos de elevación de cierta duración de los fondos, incluso de colmatación y batido de oleaje, suficientes para el desarrollo de organismos, pero no para su completa conservación.

La parte superior de la Fm. indica con cierta evidencia una rápida pérdida de profundidad en el ámbito de sedimentación. Por último, la microfauna característica de la Fm. Río Feo es planctónica (s. Cushman, 1946) en tanto

que Río Guamá contiene asociaciones dominantes bentónicas (s. Bolli *et al.* 1994); acentuando las diferencias en las condiciones de profundidad respectivas. En efecto, la glauconita es un buen indicador de ambiente somero, hasta profundidades menores a 100 m (Galán *et al.* 1989) y nunca se observan en Río Feo.

En sentido general el espectro sedimentario de la Fm. Río Guamá habla de una cuenca inmediata a elevaciones moderadas de composición volcánica predominante, atravesada por una red fluvial capaz de conducir sedimentos areno-arcillosos y conglomerados de cantos pulidos que llegaban a la cuenca como flujos de detritos y esporádicas corrientes turbias diluidas, sin capacidad de transportar clastos voluminosos. Se puede concluir que esta unidad con algunos rasgos de las turbiditas normales, contiene otras secciones que parecen deberse a la influencia de flujos masivos (debritas). Al considerar en detalle las variaciones y rasgos sedimentarios de piso a techo (graduación, rizaduras, laminación, debritas) se aprecia que la secuencia es producto de la acción de una mezcla de corrientes con diversa capacidad de carga, separados por periodos de cierta tranquilidad (margas arcillosas con restos de moluscos y calizas impuras biolíticas). Es decir, una sucesión resultado de movimientos oscilatorios del fondo con algunas características de correspondencia con el esquema de Bouma (1962).

En términos más modernos, un ambiente de buena correspondencia con la Zona de Transferencia de un sistema fluvio-deltaico (Mutti, 2011).

Edad de Río Guamá.

La Fm. Río Guamá contiene, en sus tramos inferior y medio, la siguiente asociación microfaunística: *Fronicularia cf. F. linearis* (Franke)¹⁴, *Lenticulina cf. L. münsteri* (Roemer)¹⁵; *Praebulimina carseyae* (Plummer)¹⁶; *Pleurostomella subnodosa* (Reuss)¹⁷; *Pulvinulinella sp.*; y *Siphonina prima* (Plummer). De acuerdo con Furrázola-Bermúdez y S. Blanco (Informe de investigación, 1974), esta asociación permite asignar la Fm. Río Guamá al Cretácico Superior, con la posibilidad de que su rango esté restringido al Maastrichtiano.

En la parte superior de la unidad se identificó además una microfauna abundante de ostrácodos pertenecientes a los géneros *Cytherella* y *Haplocytheridea*¹⁸, determinada por Sánchez Arango (com. pers., 1974). Lamentablemente, las listas originales de estas determinaciones se extraviaron, lo que impide una evaluación taxonómica más precisa y limita el alcance bioestratigráfico de estas observaciones.

No obstante esta carencia documental, la composición general de la microfauna, dominada por formas bentónicas típicas de ambientes marinos relativamente profundos, resulta coherente con las interpretaciones sedimentológicas propuestas para la Fm. Río Guamá. La asociación identificada refuerza la asignación cronológica al Cretácico Superior y es compatible con un contexto deposicional algo alejado de condiciones someras de plataforma, en concordancia con la evolución tectono-sedimentaria de la Depresión de San Diego durante el Maastrichtiano.

A la luz de los marcos micropaleontológicos modernos, basados en biozonaciones integradas y calibraciones cronoestratigráficas refinadas, la asociación descrita podría interpretarse como representativa de intervalos maastrichtianos medios a superiores en dominios bathiales, aunque esta inferencia debe considerarse *hipotética*. La ausencia de planctónicos zonales y de control cuantitativo impide una correlación directa con esquemas estándar actuales; sin embargo, el conjunto es plenamente compatible con asociaciones bentónicas profundas reconocidas en márgenes convergentes del Cretácico Superior. En este sentido, la microfauna de Río Guamá refuerza una asignación cronoestratigráfica coherente, aunque necesariamente abierta a revisión futura mediante nuevos estudios micropaleontológicos sistemáticos.

¹⁴ *Fronicularia cf. F. linearis* Franke (bentónico de ambiente anóxico).

¹⁵ *Lenticulina cf. F. münsteri* Roemer (bentónico).

¹⁶ *Praebulimina carseyae* Plummer (0 a 200, Sliter y Baker, 1972).

¹⁷ *Pleurostomella subnodosa* Reuss (bentónico) (Hayward, 2012).

¹⁸ *Cytherella*, posee un registro demasiado amplio desde el Jurásico hasta la actualidad. Proliferación en ambientes marinos normales (plataforma abierta o talud) asociado a aguas relativamente profundas bien oxigenadas de salinidad normal y ambientes de baja energía. *Haplocytheridea* es muy común durante el Cretácico y Paleogeno. Proliferación en ambientes neríticos someros (lagunas, estuarios, plataformas restringidas). Por tanto es un indicador de ambientes someros, muchas veces restringidos o marginales.

Correlaciones.

Numerosas unidades de la estratigrafía de Cuba admiten buenas correlaciones con la Fm. Río Guamá. Exceptuando correlaciones con unidades volcánicas o que contienen vulcanitas primarias del Campaniano-Maastrichtiano, la Fm. Río Guamá admite correlaciones temporales y litológicas con varias unidades del Maastrichtiano de Cuba. La mayor parte de estas correlaciones se comparten con las correspondientes a la Fm. San Juan (v. Tabla 3), en todo o en parte.

4.4. Formación San Juan.

Autor: Nicolás M. Herrera, 1961.

Referencia original: Contribución a la estratigrafía de la Provincia de Pinar del Río. Rev. Soc. Cubana de Ingenieros. Vol. LXI. No. 1,2. págs. 2-24.

Redefinición: Álvarez Sánchez, H., 1974, Estratigrafía de la parte Occidental de la llanura costera y piedemonte de la Provincia de Pinar del Río. Cuba. Inst. de Hidroec. P. del Río, 49 págs. 17 figs. 1 map. (Inédito).

Causas de la redefinición de la Formación San Juan.

En contraste con las descripciones en su excelente trabajo de la Cordillera de Guaniguanico, la descripción de la Formación San Juan de Herrera (1961) necesitaba una reforma como unidad práctica de carografía; acción que no impediría conservar su autor legítimo¹⁹, respetar el nombre de la unidad y su significado como aporte a la geología regional. Al describir el Grupo Habana, Herrera presenta la nueva formación mediante un largo párrafo²⁰ como agregado terrígeno-calcáreo sin aclaración de las relaciones entre las partes. Cinco oraciones de secciones de rocas no aclaraban la sucesión de los estratos ni la litología predominante, si la hubiera, o permitir evaluar la proporción volumétrica de las distintas litologías. Tampoco se precisaba si se describía un único afloramiento tipo o si se trataba de una síntesis de varios afloramientos separados. No se ofrecían estimaciones de espesor, ni se definían estratotipos inferior y superior, ni se aportaban descripciones adicionales complementarias.

Vista la posición en el campo, se observaron tres diferentes variantes bastante regulares de la Formación. Afloramientos solitarios de cuerpos de calizas de rudistas, homogéneos o con algunas intercalaciones terrígenas. Intercalaciones de las calizas de rudistas entre secciones terrígenas, sin regularidad ni en espesor o posición y con rapidez acuñadas por el rumbo. Secciones completas en las que ambos miembros aparecían en un corte donde las secciones terrígenas con intercalaciones, por lo general subyacentes, se coronaban por los cuerpos más compactos de calizas de rudistas y, una zona de transición entre ambos miembros (v. et. Figura 14). De modo que la Formación constaba de secciones calcáreas y otras terrígenas, indistintamente yacentes y suprayacentes a las calizas, las que aparecían a menudo como lentes supeditados.

A partir de la columna estratigráfica (Figura 15) podía deducirse información adicional. Entre las deducciones cabe señalar la situación de las calizas en el corte. Las situadas sobre la unidad “serpentinitas y otros ígneos” (Figura 15) parecen corresponder a las calizas de rudistas y representar, por tanto, el biohermo compacto de rudistas. Sin embargo, si el corte descrito correspondiera al de la localidad tipo, que sería lo más lógico; coincidiría con el sitio **v.614** (Vermunt, 1937b), lugar donde las calizas de rudistas yacen, sin terrígenos intercalados, cubiertas por un equivalente de la Fm. Capdevila. Si la construcción correspondiera a localidades como la de la Figura 14, espesores terrígenos considerables se encontrarían bajo las masas de calizas de rudistas (la Fm. Guamá) y no a la inversa.

¹⁹ Artículo 18 (Código Estratigráfico Norteamericano 2010)..

²⁰ En la llanura Sur de Pinar del Río cerca de San Juan y Martínez (Fig. 6), el autor describió una unidad litológica debajo de la formación Madruga que colocó como la base del grupo Habana. A esta unidad se le dio el nombre de formación San Juan y se le consideró contemporánea en edad con la formación Vía Blanca en la parte occidental. Esta formación se compone litológicamente de margas negras a azul grisáceas, arcillosas, en capas finas a medias, las cuales contienen localmente lamelibranquios; tobas amarillo verdosas a oscuras, arenosas con algunas secciones calcáreas, pasando a veces a brechas y aglomerados ígneos, los que contienen fragmentos de calizas con rudistas; areniscas verdes a negras con secciones amarillentas y carmelitosas, micáceas, porosas en capas finas; conglomerados de colores claros a oscuros de matriz fina, calcáreos y gradacionales a calizas conglomeráticas encontrándose generalmente asociadas con calizas; calizas blancas a grises claras, compactas, en capas medias de forma irregular, las cuales forman pequeños mogotes que contienen abundantes rudistas y algas. A esta formación se le ha asignado una edad Maestrichtense Paleoceno. Herrera (1961, pag. 20).

En un reconocimiento de poca densidad Herrera no pudo establecer, diferencias entre unas y otras calizas ni distinguió fronteras entre ellas; a pesar de que las calizas de la Fm. San Juan están separadas de la Fm. San Sebastián (Paleoceno) por un conglomerado de matriz margosa. Finalmente, las calizas del biostromo de San Juan aparecen en el terreno como cuerpos alargados, lenticulares por el rumbo, en ocasiones en forma de montículos de cúpula redondeada. En contraste, solo las calizas de la Fm. San Sebastián afloran en formas cársticas con aspecto de mogotes (Figura 17). Esta mezcla entre dos calizas, de facies diferentes, una de las cuales contenía numerosos restos de erosión de las primeras fue una de las causas de muchos errores proyectados al futuro.

Es de justicia aclarar que tampoco Vermunt (1937b) hizo tales distinciones; sobre todo en cuanto a la procedencia de los rudistas y respecto a la naturaleza de las calizas de donde procedían. De sus escritos queda bien establecido que de los rudistas encontrados en muchas localidades solo los especímenes bien conservados fueron seleccionados y recolectados²². De aquí que se destaquen claras señales en sus escritos sobre el origen de estos problemas, muy importantes a tener en cuenta para la continuidad de cualquiera investigación.

Herrera asignó a la Fm. San Juan una edad Maastrichtiano–Paleoceno. La extensión al Paleoceno y una descripción condensada y confusa sin apoyo paleontológico podría considerarse una atribución de edad inferida. Sin embargo, es razonable sospechar determinaciones previas, pues ¿de dónde habría de inferirse una edad paleocena para una formación con intercalaciones de rudistas? Al analizar con mayor profundidad, es bastante probable que Herrera creyera que las calizas de San Juan formaban una unidad con las calizas de la Formación San Sebastián²¹, de edad Paleoceno.

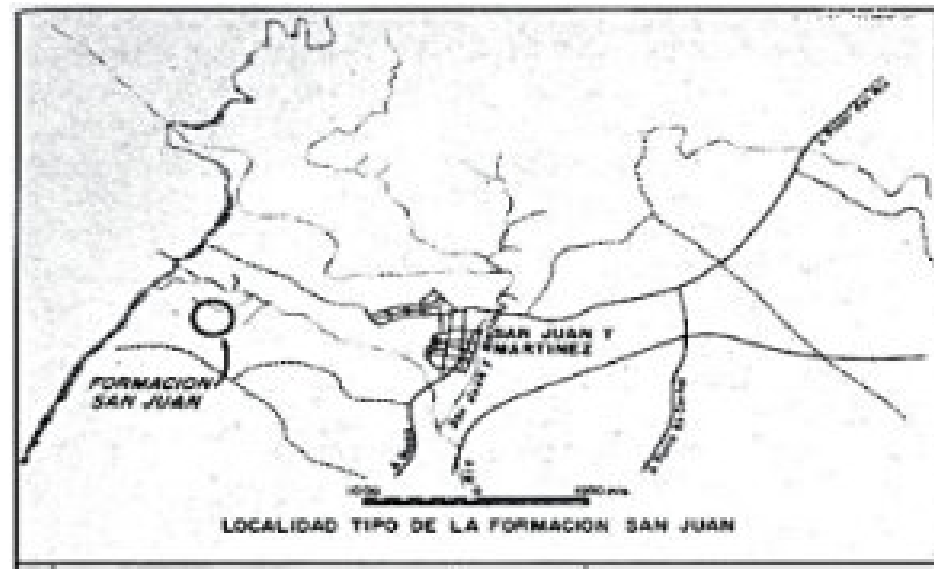


Figura. 15. Fragmento de la columna estratigráfica de Herrera "Llanura al Sur de la Falla Pinar" que muestra la posición estratigráfica supuesta por Herrera para la Formación San Juan (simplificada de Herrera, 1961).

Dichas señales son:

- a)** Los rudistas se recolectaron en su mayoría “de suelo suelto” en las cercanías de delgadas capas de calizas blancas a grises o calizas arenosas, “*de las que pueden ser originarias los rudistas*”²³ (sic.). Vermunt señaló los afloramientos con rojo en su mapa, donde se encontró evidencia paleontológica del Cretácico Superior.
- b)** En los sitios de recolección de los rudistas, Vermunt (op. cit), describe brechas de calizas margosas de color claro y conglomerados de calizas puras y, al referirse a estas calizas, expresa: Un estudio detallado revelará si las calizas blancas, las margas y las areniscas calcáreas que se encuentran en esta región deben considerarse pertenecientes a los estratos del Cretácico Superior o del Terciario Inferior²⁴.

Al parecer Vermunt expresó sus propias dudas sobre a cuales calizas referirse como fuente de los rudistas. En efecto, las calizas blancas, margas, areniscas calcáreas y conglomerados de calizas puras apuntan a los afloramientos de la Fm. San Sebastián que, a causa de su contenido de clastos de rudistas se prestan a confusiones; aunque sería injusto suponer a Vermunt su causante. Asimismo creo necesario exculpar a Herrera, ya que al analizar con cierta profundidad la extensión de Herrera al Paleoceno a su Fm. San Juan; mucho pudo tener que ver la falta de suficientes observaciones o el tiempo necesario para realizarlas o la falta de densidad de las mismas.

Problemas en la nomenclatura de la Formación San Juan.

A lo largo de cuatro ediciones sucesivas del *Léxico Estratigráfico de Cuba* (1992, 1994, 2002 y 2013) se observa un tratamiento confuso de la Formación San Juan, establecida por Herrera (1961). Solo en la edición de 2024 se advierte un intento de corrección, aunque todavía incompleto. Tratar estos desaciertos con cierto detalle puede contribuir a su comprensión y solución:

1. Suplantación de la Formación San Juan.

Junto a las restantes unidades del territorio levantado (v. Figura 1) formalizadas en el Léxico Estratigráfico de Cuba (Franco Álvarez *et al.*, 1992), la Formación San Juan (Herrera, 1961) redefinida por Álvarez Sánchez (1974) fue, redesignada “Formación Los Negros”, a instancias del equipo de redacción del Mapa Geológico de Cuba 1:500,000 (Pérez Othon y Yarmoliuk *et al.*, 1985). El argumento empleado fue que la Fm. San Juan era homónima del “Grupo San Juan” (Hatten *et al.* (1958), declarado como nombre más conocido, a pesar de que el trabajo de Hatten, inédito, existía solo en los archivos de la oficina nacional de La Habana fuera de circulación y solo para consulta. De manera



Figura. 16 Localidad Tipo de la Fm. San Juan, según Herrera (de la Figura 6 de Herrera 1961), localidad tipo cercana al sitio v.614 de Vermunt (1937a), al NW de San Juan y Martínez.

²¹ Por cierto, posibilidad factible de realizar; en tanto se cumplieran los requisitos pertinentes (Artículo 22. Incisos d, e, f) del Código Estratigráfico de Norteamérica.

²² Many rudistids were collected from Upper Cretaceous limestone layers, the greater part of the shells having been weathered out. Although the rudistids occur at many localities only the well-preserved specimens are recorded in this paper. (Vermunt, 1937b).

²³ Apart from the conglomerates and the calcareous sandstones we find white to gray limestones or sandy limestones, from which the Rudist may originate; they have been principally collected out of loose soil, more or less the thin ($\frac{1}{2}$ m) limestone beds. Also marly, lightcoloured limestone breccias and pure limestones conglomerate are found. (Vermunt, 1937a, p. 25).

²⁴ Y así es en efecto, aunque las “calizas puras” pertenecen a la Fm. San Sebastián.

que sin más examen de consecuencias, la proposición fue aceptada por la comisión del léxico y unos encargados, prepararon un texto titulado “Formación Los Negros”, sustitutivo tanto del nombre original Formación San Juan de Herrera, así como de la redefinición realizada por Álvarez Sánchez (1974), conservada en los archivos de la comisión.

Para llevar a efecto una decisión tan singular los comisionados del léxico estratigráfico no podían ignorar que los redactores de “Los Negros” presentaron el mismo texto original *ad pedem literae* de Álvarez Sánchez (1974); no una versión arreglada circunstancial. Es decir: conservaron íntegro el contenido, pero sustituyeron el nombre y, paradójicamente, insertaron a Álvarez Sánchez como “redescriptor” del nombre suplantado.

Una cadena de errores tan notable no podía eludir consecuencias en la nomenclatura y en la precedencia.

“Grupo San Juan” nunca fue un término empleado por Hatten, sino “San Juan Marbles” (en todo caso formación y no grupo), nombre para aludir a rocas metamorfizadas del Macizo Escambray del centro de Cuba. Desde el punto de vista de las formalidades de nomenclatura estratigráfica; esta designación no tenía mayor validez que “Formación de los Esquistos” (Thiadens, 1937) o de manera más adecuada “Esquistos Trinidad” (Palmer, 1945), que además de cumplir los requisitos formales (denominación correcta y publicación válida), poseía prioridad cronológica sobre San Juan Marbles. A estos precedentes se debe añadir que Bermúdez (1964) en su obra “Adiciones a las Formaciones Geológicas de Cuba” agregó una descripción de la Formación San Juan (de Herrera, 1961) que estuvo disponible para todos los geólogos cubanos.

En consecuencia, la Formación San Juan de Herrera, publicada en la *Revista Cubana de Ingenieros*, órgano que cumplía plenamente las formalidades requeridas por la nomenclatura estratigráfica además de su reproducción en la citada obra de Bermúdez; poseía prioridad indiscutible frente a cualquier otro nombre homónimo en la estratigrafía cubana, incluso sobre el posterior Grupo San Juan de Millán y Somin (1981), quienes desconocieron su obligación de considerar estos antecedentes al proponer esta gran unidad.

Finalmente, como debió ocurrir desde el principio, la Formación Los Negros desaparece en la versión 2023 del Léxico Estratigráfico de Cuba, siendo reemplazada nuevamente por la Formación San Juan, con la restitución de su legítimo autor, N. M. Herrera. No obstante, a pesar del esfuerzo realizado por los comisionados y quizá debido a la complejidad del proceso de rectificación documental, persistieron varios errores importantes. Con el propósito de subsanar los más relevantes, la descripción de la Formación San Juan en la página 706 de la edición 2023 debe modificarse en los aspectos principales que se exponen a continuación.

2. Redefinición de la Formación San Juan y su edad.

No es cierto que se deba a Piotrowski (en Pszczółkowski et al. 1975) la determinación de la edad de la Fm. San Juan al Cretácico Superior. La edad Maastrichtiano de las calizas **ya estaba determinada por Vermunt (1937) y otros (Rutten, MacGillavry, Thiadens)**. Además, durante la redescipción de la Fm. San Juan por Álvarez Sánchez (1974); las determinaciones micropaleontológicas realizadas por **Furrazola Bermúdez y Blanco Bustamante**, precisaron la edad Campaniano–Maastrichtiano, tanto de la Fm. Guama como de la Fm. San Juan propiamente dicha. Por otra parte, no se corresponde con la verdad que Piotrowski (*ibid.*) realizó una **redescipción** de la Fm. San Juan. La supuesta redescipción de la Fm. San Juan según Piotrowski²⁵ conservó todas las características litológicas originales de la descripción de Herrera. El trabajo de Piotrowski se limitó a la descripción de 4 perfiles básicos; solo tres de los cuales se corresponden al área de nuestro trabajo en la DSE.

3. Coordenadas del holoestratotipo.

Uno de los perfiles, al norte de San Juan y Martínez, realizado por Myczynski y Piotrowski (Figura 17) fue denominado “estratotipo de la Fm. San Juan”, motivado según los autores citados, por la indefinición de la localidad tipo de la Fm. San Juan en la descripción de Herrera (1961). Las coordenadas en el punto inicial del perfil son 205 200 y 276 500 y las del punto final son 207 100 y 274 900, de la Hoja San Juan y Martínez 1:50,000. Estas coordenadas, y aparecen en

²⁵ Debe saberse que el reconocimiento de la Fm. San Juan del informe de la expedición de Polonia (v. Pszczółkowski et al., 1975; pag. 470) fue encabezado por E. Myczynski no por J. Piotrowski.

el texto oficial de la expedición polaca (Pszczółkowski et al., 1975; pag. 469) con toda seguridad, son erróneas o se destinaron a propósito diferente. El punto inicial parece estar al N de la Falla Pinar. La distancia al punto final es de ±2.4 km para un paquete de ¡90 m! de espesor, como es señalado en el texto (Figura 2. *Profil utworón k na w cd San Juan y Martinez*). Este perfil, definitivamente, no es el perfil típico ni es el estratotipo de la Fm. San Juan y dentro del mismo se cortan espesores considerables de la Fm. San Sebastián (del Paleoceno) y de calizas en la Fm. Capdevila.



Figura.17. Localización del perfil citado como estratotipo de la Fm. San Juan según las coordenadas proporcionadas por Piotrowski. I. Inicial N. 276.500-E. 205.200. F. Final. N. 274.900-E. 207.100. Hoja 1:50,000 San Juan y Martínez. Coordenadas Lambert. Cuadrícula 1 km². Grafico según datos en Pszczółkowski et al. 1975; pag. 468.

4. Nombre final de la unidad.

Piotrowski (en Pszczółkowski et al. 1987) “*pro domo sua*”, retoma la Fm. San Juan. Sin modificar el concepto original de Herrera, propone cambiar el nombre a Formación San Juan **y Martínez**, bajo el supuesto de homonimia con “San Juan Marble” de Hatten et al. 1958 y Grupo San Juan de Millán y Somin 1981. Ya aclaramos que ni “San Juan Marbles” ni Grupo San Juan (1981), poseen peso para corregir el nombre original establecido por Herrera. La adición, “y Martínez”, altera reglas conocidas de nomenclatura que obligan respetar la prioridad del nombre original²⁶ que en este caso es incuestionable. En consecuencia, el nombre prevalece como Fm. San Juan. Cualquier otra variante solo responde a interpretaciones inadecuadas de la homonimia.

Origen del nombre. Área tipo.

Herrera derivó el nombre de la ciudad de San Juan y Martínez, situada al SW de Pinar del Río (**Figura 16**). El área tipo es la región entre San Juan y Martínez, Dolores Vega, El Guayabo y El Cuajaní, ya al WNW de Pinar del Río, donde ocurren los afloramientos más extensos y la unidad puede seguirse con coherencia. Hacia el Este, así como al norte de Consolación del Sur y de Los Palacios, la formación se acuña frecuentemente aunque persiste con espesores poco significativos.

²⁶ El Artículo 7 (inciso C) del Código Estratigráfico Norteamericano (2010) recomienda que “*Es mejor redefinir en términos precisos que abandonar una unidad bien establecida, que aunque definida de manera imprecisa, pudo haber estado de acuerdo con reglas anteriores menos estrictas*”. También el Artículo 17 indica que “*Las unidades formalmente definidas y nombradas pueden redefinirse, revisarse o abandonarse, pero la revisión y el abandono necesitan tanta justificación como el establecimiento de una nueva unidad*”. Una redescipción corrige una descripción inadecuada o poco exacta (Art. 17). El mismo artículo 7, inciso C, establece que: Los nombres no deben modificarse sin explicar la necesidad de hacerlo. Además, el Artículo 18. Redefinición. Establece “*Corregir o cambiar el término descriptivo aplicado a una unidad estratigráfica o litodémica es una redefinición y no necesita nuevo término geográfico*”.

Distribución geográfica y posición estructural.

La Formación San Juan aflora en las cercanías del límite sur de las Alturas de Pizarras del Sur; desde el norte de Galafre, hasta el sur de San Diego de los Baños. Este rumbo se ajusta a los ejes de la DSE, en las secuencias del Cretácico al Eoceno Medio y se duplica por acomodación hasta unidades postorogénicas más jóvenes (Fms. Loma Candela y Paso Real).

Las observaciones en la franja comprendida entre Consolación del Sur y San Juan y Martínez mostraron los siguientes hechos:

1. El biostromo de rudistas representa un marcador regional de un accidente paleogeográfico de elevación de los fondos que aún hoy, se puede seguir a lo largo de la DSE.
2. Es en la parte superior donde es posible observar las relaciones de yacencia entre el biostromo y la secuencia paleocénica de flysch. Fuera de este caso dicho horizonte solo es comprobable mediante secciones paleontológicas, cuando existan afloramientos adecuados.
3. Las masas principales de calizas con rudistas, cartografiables a escalas prácticas, ocupan posiciones variables respecto a los terrígenos postulados como parte de la Formación. Con frecuencia las calizas de rudistas se reducen a lentes estratigráficos inmapeables a las escalas prácticas, de manera que saber si se trata de la Fm Guamá o de la Fm. San Juan depende de una decisión convencional.
4. Con frecuencia, los cuerpos principales, más espesos y prominentes, se componen exclusivamente de calizas con rudistas. Por esta razón resulta conveniente mantener separada la sección terrígena, denominada en este trabajo Fm. Guamá. Este procedimiento, que justifica la definición de la formación limitada a la parte superior gana consistencia y sentido práctico.

La estructura de acomodación replica el rumbo de la tectónica de la Cordillera de Guaniguanico, al menos hasta el meridiano de San Diego de los Baños; condición general que sugiere una concordancia en los vectores de aplicación de la tectónica tangencial respecto a la Cordillera de Guaniguanico; una condición geotectónica relevante cuya discusión se reserva para un capítulo independiente.

Localidad Tipo. Holoestratotipo.

La selección de Herrera de la localidad tipo de la Fm. San Juan, sin coordenadas, descripción local o datos paleontológicos disponibles probablemente fue provisional en todo caso. A escasa distancia al norte se encuentra la localidad **V.614** de Vermunt (1937b) con abundante tanatofauna índice. Para remediarlo, la localidad tipo seleccionada por Álvarez Sánchez (1974) (Figura 18) se puede considerar que resuelve las deficiencias originales de Herrera. Las coordenadas Lambert iniciales son: N. 276.400-E.205.600 y finales N.276.200-E.205.850. A unos 2 km al norte, a la salida del Arroyo Estrella, se encuentra la localidad **H774** que puede considerarse una buena localidad de referencia, accesible por el antiguo terraplén El Guayabo-San Juan y Martínez. En el perfil descrito se destacaron calizas biohérticas masivas o de estratificación gruesa; gris claro, carmelita claro, blanco crema con rareza. Los estratos de calizas detríticas arenosas son masivos y la matriz cementa fragmentos de volumen diferente de rudistas, equinodermos, algas e intraparruditas de moluscos. Entre esos intervalos se alternan capas libres de macrofósiles, en ocasiones de grano fino algo recrystalizadas, integradas por intrasparitas, biolititas-bioesparitas. En algunas secciones se intercalan delgados lechos terrígenos centimétricos de lutitas arenosas y grauvacas carbonatadas, escasas y supeditadas enteramente a las calizas y bancos calcáreos gruesos. Las calizas se cubren por cortes mal aflorados de areniscas polimícticas con secciones intercaladas de calizas. Las areniscas poseen estructura graduada tosca, marcada por conglomerados de vulcanitas. Las calizas son impuras, arcillosas. Los cortes pueden asociarse a la Formación Majagua o a la Formación Capdevila *propie dicta*.

Hipoestratotipo 1.

Esta sección aflora en el terraplén Pinar del Río a Sitio de Guamá (en el caserío de La Guabina) (Figura 19). El contacto es concordante sobre la Fm. Río Guamá y se destaca por la aparición gradual, en la proximidad del tope de Guamá, de unas biomicroritas de color beige, abundantes restos de moluscos bivalvos, rápidamente sustituidas por calizas arenosas con restos de rudistas. La base de San Juan se define cuando se afirman en el corte las calizas claras, beige,

gris claro y blancas, con abundantes restos de rudistas. Este límite es convencional y cambia de lugar a lugar. La localidad de este hipoestratotipo, parece coincidir con el sitio L 818 (Figura 1, Vermunt, 1937 a); donde fueron determinados *Orbignya müllerriedi* Vermunt, n. sp.; *Pironea cf. peruviana* Gerth; *Biradiolites* or *Bournonia* sp. Indet. La imprecisión de los mapas de esa época explica la incertidumbre del sitio.



Figura.18.Localidad Tipo y Estrato Tipo de la Fm. San Juan. Mapa 1:25,000 de la República de Cuba. Coordenadas Lambert. Elevación en metros. Hoja San Juan y Martínez 3482-IV-b. Pnto inicial (I): N. 276.400- E.205.600. Punto final (F): N.276.200-E. 205.850. El Estratotipo seleccionado por Álvarez-Sánchez, 1974, es el sitio V614 de Vermunt, 1937, con *Chiapasella pauciplicata* Müllerried. *Titanosarcolites giganteus* Whitfield. *Sphaerucrapina* sp. Otra localidad de Vermunt, 1937 apropiada como localidad de referencia es el sitio H774, de coordenadas N. 278.500 y E. 205.800, con *Orbignya* sp. *Barrettia sparcilirata* Whitfield. *Biradiolites* sp. *Bournonia thiadensi* Vermunt, n. sp. *Bournonia* sp. *Chiapasella pauciplicata* Müllerried. *Titanosarcolites giganteus* Whitfield. *Caprinula cf. annulata* Palmer y *Caprinidae*. (Datos paleontológicos de Vermunt, 1937b. Gráfico Álvarez-Sánchez, 1974.

El tope local de la Formación es la Fm. El Guayabo del Paleoceno (Álvarez-Sánchez, 1974). El contacto es con cierto ángulo, al parecer una pequeña discordancia temporal, manifestada por erosión, cuyos detritos son comunes en la Fm. El Guayabo. Sin embargo, la duración de este posible hiato no se ha podido precisar en esta localidad. En el sector la Fm. San Juan alcanza entre 30 y 40 m. El espesor cambia rápidamente por el rumbo. Las coordenadas del afloramiento son las siguientes Norte 296.50 y Este 218.55. Hoja Pinar del Río. 3483 II. 150,000. ICGC.

Hipoestratotipo 2.

Una localidad apropiada para observar el corte de la Fm. San Juan, es un sitio descrito por Vermunt (1937a) situado en el sendero de El Guayabo al Cerro de Cabras, a 600 m al WNW del caserío El Guayabo, con coordenadas Lambert: N. 290. 750 y E. 210.700. Hoja 3483 III Sumidero 1: 50, 000. ICGC. En esa localidad las calizas arrecifales de la Fm. San Juan, se encuentran acuñadas contra el respaldo montañoso de las metamorfitas de la Faja Cangre. El contacto físico no se aprecia. Es oportuno indicar que este afloramiento no fue propuesto como un segundo estratotipo por Álvarez-Sánchez (1974), como se indica en el Léxico (Franco Álvarez et al, 1992, página 317), sino como una Sección de Referencia. La localidad se conoce desde 1937. Coincide con el sitio A 647 (¿de Thiadens?, en Vermunt op cit.), donde se reportó *Titanosarcolites giganteus* Whitfield.

Litología diagnóstica.

En las secciones donde la Formación muestra su mayor integridad y espesor se puede apreciar que corresponde con la facies de arrecifes de margen de plataforma (construcción orgánica): Tipos II y III del modelo estándar de Wilson (Wilson, 1975); cuya estructura corresponde con una construcción biohémica masiva. Estos cuerpos, que se presentan a menudo aislados, están formados por calizas masivas o groseramente estratificadas, sin gran continuidad de las capas, con cambios rápidos de la composición. Entre estas agrupaciones masivas se encuentran interrupciones laterales integradas por detritos terrígenos o capas biostrómicadas aisladas en lentes de rápida acuñación.



Figura.19. Localidad tipo e Hipoestratotipo 1 de la Fm. San Juan, al NNW de la ciudad de Pinar del Río, Provincia de Pinar del Río, Cuba (según Álvarez-Sánchez, 1974).

El biocomponente más notorio son los grandes fragmentos, hasta individuos, muchos en posición de vida, en forma de una trama de conchas completas de rudistas y otros macromoluscos fragmentados. Los titanosarcolites son localmente muy abundantes, presentándose como grandes fragmentos hasta de un metro o más. La trama de cemento es abundante en restos de equinodermos, moluscos gasterópodos, algas codiáceas, corales y esponjas (intrasparuditas; Folk, 1959) de moluscos y foraminíferos grandes (e. g. orbitoides) y en la facies fina abundan ostrácodos (identificados por Sánchez Arango, 1974, com. personal). El color de las rocas es gris claro, chocolate claro, beige hasta blanco crema (muy impuras y con contenido disperso de lodo biomicrítico).

Las escasas capas relativamente libres de organismos grandes se componen de intrasparitas, biolititas biosparitas, y se presentan como intercalaciones a veces métricas. Estas capas se componen de una matriz de organismos finamente triturados cementados por pseudoesparita, que pudieran interpretarse como resultado de la emersión del arrecife por encima del nivel de marea; con intercalaciones de capas de sedimento framestone (Embry y Klován, 1971) y boundstone, transicionales a grainstone, que son predominantes (Dunham, 1962). Se han observados

intercalaciones desordenadas, de capas de lutitas arenosas y grauvacas carbonatadas (Figura 20). Estas intercalaciones casi siempre se presentan en el contacto con la Fm. Guamá y se pueden considerar como la fuente de los errores en la definición de sus límites y contenido.

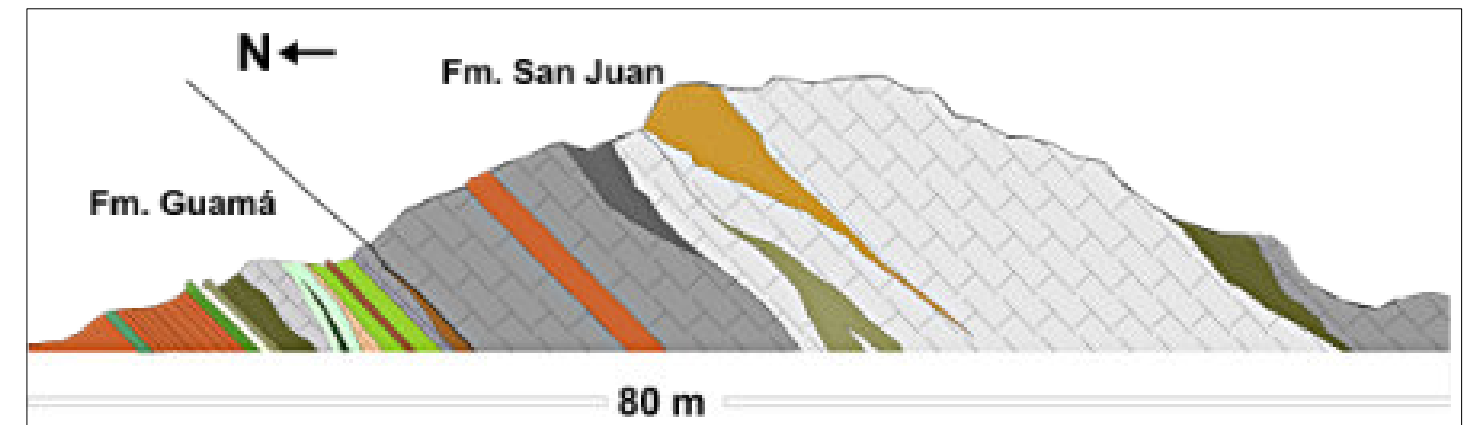


Figura.20. Aspecto de las intercalaciones terrígenas en una sección típica de la Formación San Juan en las regiones de La Guabina, El Guayabo y Cuajani (según Álvarez-Sánchez, 1974). (Escala aproximada).

Los lentes y capas que intervienen en el corte se componen de limolitas, lutitas arenosas y margosas y grauvacas muy arcillosas carbonatadas, muy similares o idénticas a las rocas terminales de la infrayacente Fm. Guamá. Los colores de estas capas son generalmente muy oscuros cuando frescas y contienen gran cantidad de materia orgánica. Pueden repetirse varias veces en el corte, se acuñan dentro de las calizas en cortas distancias y pueden alcanzar varios metros de espesor o solo ser lentes de algunos decímetros.

Meteorización y aspecto en afloramientos.

En el relieve la Formación San Juan no es muy prominente y escasamente se destaca por suaves montículos, comunes en esta región y causados por el contraste con las unidades bajo ella y de su tope. En los afloramientos masivos a veces se aprecian formas kársticas incipientes, pequeñas y laberínticas a causa de la heterogeneidad del grano y fábrica de la masa. Al respecto de la morfología, una precaución importante a tener en cuenta es la posible confusión con los afloramientos de la Fm. San Sebastian (Paleoceno), que aflora de manera muy similar y que, en la distancia y a falta de un examen *mente et malleo*, se pueden confundir con San Juan. San Sebastian presenta una expresión topográfica más enérgica en forma de pequeños mogotes y crestones a más de las diferencias litológicas notables.

Espesor.

En la región de San Juan y Martínez, en el área de la Localidad Tipo de Herrera, se presenta espesores extremadamente exagerados²⁷. Es seguro que en esta localidad la Formación no sobrepasa 50 m. En las secciones principales en los alrededores del valle del Río Guamá y en la Localidad de El Guayabo la Formación cambia de espesor en pocas distancias, entre 10 m, 20 m y raramente 40-45 m, como en La Guabina (Figura 21).

Edad.

En las localidades muestreadas por el autor (Hipoestratotipo 1 y Sección de Referencia) (en Álvarez-Sánchez, 1974) se determinaron: *Titanosarcolites giganteus* Withfield; *Plagioptychus tschoppi*; *Praebarretia sparcillirata*; *Sulcoperculina dickersoni*; *Sulcoperculina globosa*, *Vaughanina cubaensis*; *Orbitoides sp*; indicando el Cretáceo

²⁷ Ver la Figura 82 de Piotrowski (1987) de acuerdo a la escala métrica del gráfico. Nota del Autor.

Superior, más probablemente restringida al Maastrichtiano (determinaciones de Furrázola Bermúdez, 1974) (ver Tabla 3).

Según Rojas Consuegra (2005) en la unidad se distinguen dos grupos de rudistas. El Grupo denominado “fauna reelaborada” refiere: *Barretia. monilifera*, *B. multilirata*, *B. cubensis*, *Biradiolites rudissimus*, *V. vermunti*, *M. bayani*, *B. aquitanicus* (Campaniano). El grupo denominado “fauna autóctona” comprende: *T. giganteus*, *T. macgillavryi*, *B. mooretownensis*, *B. jamaicensis*, *A. annulata*, *A. pugniformis*, *A. stellata*, *C. radiolitiformis*, *B. thiadensi*, *H. muellerriedi*, *P. sparcilirata*, *M. tschoppi*, “*R. macroplicatus*”, *P. antillarum*, *D. palmeri*, *Barrettia sp.* y *Parastroma sp.* (Maastrichtiano).

Tabla 3. Edad de la Formación San Juan.

Proveniencia de los datos	Determinaciones	Edades
Hipoestratotipo 1 y Sección de Referencia) (Álvarez-Sánchez, 1974). (Según Furrázola Bermúdez, 1974). Región San Juan y Martínez-El Guayabo.	<i>T. giganteus</i> Withfield; <i>Plagioaptychus tschoppi</i> ; <i>Praebarretia sparcillirata</i> ; <i>Sulcoperculina dickersoni</i> ; <i>Sulcoperculina globosa</i> , <i>Vaughanina cubaensis</i> ; <i>Orbitoides sp</i> ;	Cretácico Superior Probable restringida al Maastrichtiano
Rojas Consuegra, 2005. Fauna reelaborada.	<i>Barretia. monilifera</i> , <i>B. multilirata</i> , <i>B. cubensis</i> , <i>Biradiolites rudissimus</i> , <i>V. vermunti</i> , <i>M. bayani</i> , <i>B. aquitanicus</i>	Campaniano.
Rojas Consuegra, 2005. Fauna autóctona.	<i>T. giganteus</i> , <i>T. macgillavryi</i> , <i>B. mooretownensis</i> , <i>B. jamaicensis</i> , <i>A. annulata</i> , <i>A. pugniformis</i> , <i>A. stellata</i> , <i>C. radiolitiformis</i> , <i>B. thiadensi</i> , <i>H. muellerriedi</i> , <i>P. sparcilirata</i> , <i>M. tschoppi</i> , “ <i>R. macroplicatus</i> ”, <i>P. antillarum</i> , <i>D. palmeri</i> , <i>Barrettia sp.</i> y <i>Parastroma sp.</i>	Maastrichtiano
Determinaciones de foraminíferos de A. de la Torre (en Piotrowski, 1987).	<i>Somoutina bermudezi</i> (Cole); <i>Orbitoides apiculata</i> (Schlumberger); <i>Sulcoperculina dickersoni</i> (Palmer); <i>Sulcoperculina angulata</i> Brönnimann y Brown; <i>Sulcopercilina diazi</i> Seigle y Ayala; <i>Pseudorbitoides israelskyi</i> Vaughan y Cole; <i>Pseudorbitoides kozaryi</i> Brönnimann; <i>Pseudorbitoides rutteni</i> Brönnimann.	Cretácico Superior

En conclusión. El rango de edad de la Fm. San Juan puede incluir el Campaniano tardío hasta el Maastrichtiano tardío.

Relaciones estratigráficas, límites.

La Fm. San Juan yace sobre la Fm. Guamá en la mayoría de los perfiles entre El Cuajani y El Guayabo. El contacto es transicional rápido, marcado por la aparición de delgados lentes de calizas organógenos en las areniscas groseras de la sección superior de Guamá. El límite se marca por la afirmación de las calizas en el corte. En las secciones entre El Guayabo y Dolores Vega, la Fm. San Juan también descansa sobre la Fm. Río Feo, algo posible al considerar transiciones entre la sección media de Río Feo y la parte alta de Guamá. El contacto parece, en este caso, algo más neto y rápido, al parecer sin transiciones y posiblemente con algún episodio de erosión previa de corta duración o un deslizamiento gravitacional que destruyó la cohesión de la Formación. La Fm. San Juan a su vez, esta cubierta por las Formaciones San Sebastian y El Guayabo del Paleoceno (posible Selandiano). El límite superior de San Juan se establece en el horizonte de la discordancia con los depósitos del Paleoceno, más visiblemente marcado por el contacto San Juan-San Sebastian.

Contacto con la Formación San Sebastian.

El contacto con la Fm. San Sebastian es inconforme y erosivo. Ocurre a través de de un horizonte métrico compuesto, en la sección baja, por un fanglomerado margoso cuya matriz soporta clastos volcánicos mayormente redondeados, pulidos y de gran frescura; de andesitas, dioritas, granodioritas, tobas vitroclásticas silicificadas, basaltos, granófiros y otros y, isorprendentemente!, pequeños rodados metamórficos de gneis ácidos, así como fragmentos de calizas de San Juan.

Estos clastos de metamorfitas, por cierto, ya se reportaron 37 años atrás, en esa región por Vermunt (1937 b), hecho que no se ha reconocido debidamente; siendo este el primer reporte que conozco del hallazgo de estos fragmentos, después de un minucioso examen de la literatura publicada o inédita que he realizado. Hacia arriba esta sección pasa a una caliza biomicrítica aporcelanada y masiva con escasos rodados de volcánicos hasta constituirse en unas capas masivas de biomicritas, biolititas de algas, intraclastomicritas, raramente biosparitas, de coloraciones beige, blancas, amarillentas y rojizas, con dendritas de manganeso que recuerdan extraordinariamente a la Formación Ancón de la Sierra de Los Órganos de aproximadamente la misma edad. Las calizas de San Sebastian contienen *Lepidorbitoides sp.*, *Proporocyclina sp.*, *Discocyclina sp.*, Globigerinidos, textuláridos y muchos bioclastos de moluscos, corales, equinodermos, espículas de holoturias, indeterminables. En muestras del autor, Furrázola-Bermúdez determinó *Globorotalia Velascoensis* y *Globorotalia. cf. G. Pseudobulloides*; datos que indican una edad Paleoceno, al menos para una parte de la Formación.

Contacto con la Formación El Guayabo.

El contacto con la Formación El Guayabo (Álvarez-Sánchez, 1974 y en Franco Álvarez *et al.* 1992) se opera con el Miembro Río Rancho; sección inferior de la Fm. El Guayabo, unidad compuesta de flujos caóticos gravitacionales y secciones estratificadas. El contacto con la Fm. San Juan es oscuro. En los muy escasos afloramientos donde depósitos caóticos del Paleoceno pueden contactar con el arrecife de rudistas, la superficie primitiva parece haberse destruido por la atrición de un flujo de tipo avalancha de una gran cantidad de material grueso, que también fragmentó y destruyó al depósito de la Fm. San Sebastian. Esta posibilidad se confirma por la presencia de peñones de hasta 2.5 m de caliza San Sebastián, de unas margas limolíticas azuladas con bioclastos de bivalvos y bloques decimétricos de calizas de San Juan, que flotan en una matriz desordenada y masiva de toba redepositada, grauvacas tobíticas y brechas de vulcanitas. El horizonte inferior de la Fm. El Guayabo (según Furrázola-Bermúdez, en muestras del autor), contiene una asociación de *Globorotalia cf. G.compressa*; *G. cf. G. angulata*; *G. Pseudomenardii*, *G. cf. G.Pseudobulloides*; indicando el Paleoceno, equivalente a la Fm. San Sebastian.

Condiciones de sedimentación.

Es claro que la Fm. San Juan fue depositada en un ambiente de arrecifes que recibía esporádicos aportes terrígenos. La distribución espacial de la unidad, en forma de un cuerpo alargado demuestra que se trataba de una barrera que ocupaba una posición elevada en la cuenca. Sin embargo, una cuestión de interés sería determinar la distancia a la costa de esta elevación. ¿Se situaba esta cresta en la proximidad inmediata de un litoral de cuyas desembocaduras recibía aportes terrígenos o, al contrario, en una situación alejada en un elevado estructural, donde dichos aportes terrígenos provenían de corrientes de turbidez?

La composición de los de los cuerpos principales y las características sedimentarias en el contacto con la Fm. Guamá sugieren cierto significado paleogeográfico. En este contacto yacen unas calizas arenosas glauconíticas, calizas bioclásticas de grano fino y calizas con cemento esparítico que aglutina clastos fragmentario de rudistas y otros organismos someros. De este patrón sedimentario se puede deducir, que el frente arrecifal clásico se encontraba al Norte y la barrera principal al Sur; como ahora se observa; hecho que apunta a que la costa emergida se encontraba en esa última dirección (Sur) durante la construcción del arrecife.

La interrupción lateral E-W del biohermo por distancias considerables, al parecer un rasgo primario que aún se conserva, se destaca por los espacios ocupados por acumulaciones de aportes terrígenos gruesos de clastos pulimentados mezclados con clásticos calcáreos provenientes del arrecife en formación. Esto sugiere la existencia de canales intermedios mediante los cuales material clásico terrígeno fue trasladado a través de estos espacios, provenientes de una tierra emergida de relieve montañoso y composición volcánica situada hacia el Sur (Álvarez-Sánchez, 1974), observación que me pone en desacuerdo con las conclusiones de varios autores posteriores (Piotrowski, 1987b; Brust *et al.* 2011).

Según estas inferencias, el ambiente puede corresponder con un litoral inmediato al macizo volcánico, de aguas oxigenadas, calidas y agitadas, con desembocaduras fluviales canalizadas que accedían a un fondo accidentado, festoneado a trechos por elevaciones paralelas a la costa, donde la proliferación biogénica fue favorecida.

Correlaciones.

Tabla.4. Algunas crono-correlaciones de la Formación San Juan.

Formación	Autor	Región	Edad	Observaciones
Amaro	Wassall en: Truitt y Pardo, 1953.	Provincia de Villa Clara.	Maastrichtiano Tardío.	Depresión marina de aguas someras
Arroyo Grande	Gil <i>et al.</i> en: Linares <i>et al.</i> , 1985.	Provincia de Villa Clara.	Maastrichtiano Tardío.	En la zona nerítica, biohermos locales.
Cantabria	Kantchev en: Kantchev <i>et al.</i> , 1978.	Provincia de Cienfuegos.	Maastrichtiano Tardío.	En la zona nerítica, biostromos locales.
Isabel .	Truitt y Pardo, 1953.	Provincia de Sancti Spíritus.	Maastrichtiano Tardío.	Ambiente nerítico, arrecifal. Desarrollo local de biohermos.
La Jíquima.	Nagy en: Nagy <i>et al.</i> , 1976.	Provincia de Holguín.	Campaniano- Maastrichtiano.	Aguas de mediana profundidad. Medio reductor.
Lutgarda.	Wassall en: Truitt y Pardo, 1953.	Provincia de Villa Clara.	Maastrichtiano Tardío.	Ambiente pelágico. Parte inferior del talud.
Monos.	Truitt en: Brönnimann y Pardo, 1954.	Provincia de Villa Clara.	Campaniano- Maastrichtiano Temprano.	Aguas someras. Gran aporte de material terrígeno.
Peñalver.	Brönnimann y Rigassi, 1963.	Provincia Ciudad de La Habana.	Maastrichtiano Tardío.	Cuenca marina subsidente. Flujos gravitacionales.
Presa Jimaguayú.	Iturralde <i>et al.</i> en: Belmustakov <i>et al.</i> , 1981.	Provincia de Camagüey.	Maastrichtiano Tardío.	Ambiente arrecifal.
San Miguel,	Pszczółkowski, 1987.	Provincia de Pinar del Río.	Campaniano- Maastrichtiano	Ambiente de aguas profundas. Flujos gravitacionales.
Tinajita.	Kozary en: Brönnimann, 1955.	Provincia de Holguín.	Campaniano- Maastrichtiano Inferior.	Ambiente nerítico, en parte arrecifal.
Vaquería.	Popov y Kantchev en: Kantchev <i>et al.</i> , 1978.	Provincia de Cienfuegos.	Maastrichtiano Tardío?	Aguas marinas de mediana a poca profundidad.
Vía Blanca.	Brönnimann y Rigassi, 1963.	Provincia Ciudad de La Habana.	Campaniano Tardío a Maastrichtiano Temprano	Ambiente de cuenca marina de mediana profundidad.

4.5. Formación San Sebastián.

Autor.

Humberto Álvarez Sánchez.

Descripción original.

Álvarez Sánchez, H., 1974, Estratigrafía de la parte Occidental de la llanura costera y piedemonte de la Provincia de Pinar del Río. Cuba. Arch. Inst. de Hidroec. P. del Río, 49 págs. 17 figs. 1 map. (Inédito).

Antecedentes.

De pequeña extensión y espesor, la Formación San Sebastián se omite en las columnas estratigráficas de la Depresión de San Diego sin razones justificadas. Incluso se ignora en estudios que inciden en esta región (Bralower & Iturralde-Vinent, 1997). En la actualidad, a pesar de que su descripción básica se incluye en las dos primeras ediciones del Léxico Estratigráfico de Cuba (Franco Álvarez *et al.*, 1992 y Furrázola-Bermúdez *et al.*, 1994), no existen menciones de

esta importante unidad, muy significativa para la comprensión del transito Cretácico-Paleógeno en el occidente de Cuba.

La Fm. San Sebastian fue designada y cartografiada por Álvarez-Sánchez (1974) en la región de la franja premontañosa al Sur de la Sierra de Los Órganos, en la Depresión de San Diego; en las localidades comprendidas entre los meridianos de la ciudad de Pinar del Río y la ciudad de San Juan y Martínez. La descripción original también se encuentra en Álvarez-Sánchez (1984a,b) y en Franco Álvarez *et al.* 1992.

La Formación es una unidad calcárea poco difundida y al parecer limitada a la región mencionada, pues no se conocen localidades equivalentes en la zona de Bahía Honda, con litologías típicas de la DSE o alrededor de La Habana, donde abundan secciones de edad aproximada o equivalente. Su pequeño espesor y extensión no le resta gran importancia a causa de su posición estratigráfica y edad, puesto que distingue con bastante precisión el contacto Cretácico-Paleógeno en esta región y es un límite marcador de referencia de gran significación para los patrones y mecanismos de sedimentación reinantes durante etapa de finales del Cretácico.

Esta unidad se ha confundido sistemáticamente (Herrera, 1961; Gil González y González, en Linares *et al.* 1985; Valdez Nodarse y Rojas León, 1987; Gil González *et al.* 2007) con la Fm. San Juan, también calcárea. Se ha unido en una sola entidad de cartografía con la Fm. San Juan (Piotrowski, 1987), y de un modo u otro, así es delineada en los mapas geológicos oficiales de la República de Cuba desde muy temprano (Linares *et al.*, 1985; Mossakowsky *et al.*, 1988 y otros). También se ha omitido en estudios micropaleontológicos especiales que se concentran, precisamente, en las etapas Paleoceno-Eoceno del desarrollo geológico y que inciden en conclusiones sobre esta región (Bralower & Iturralde-Vinent, 1997). Este es una insuficiencia muy característica de la estratigrafía de esta región que se ha perpetuado sin ningún motivo.

Origen del nombre.

El nombre se deriva del Río San Sebastian, con su nacimiento en las Alturas de Pizarras del Sur (Piotrowska, 1978, 1987). Es un sistema fluvial muy meandrinoso que corta la Depresión de San Diego y la Llanura Meridional de Pinar del Río, después de unirse al Río Feo por la margen derecha para desembocar en el Golfo de Batabanó.

Sinonimia.

La Fm. San Sebastian es una unidad del Paleoceno tardío que yace discordante sobre la Fm. San Juan en algunas localidades con un hiato y en otras localidades sobre la Fm. Río Feo (Campaniano-Maastrichtiano), también discordante; pero con la ausencia de la Fm. San Juan. De este modo, la Fm. San Sebastián y la Fm. San Juan (Herrera, 1961) no pueden ser sinónimas en ningún caso, como se señala en el Léxico Estratigráfico de Cuba (ediciones 1992, 94, 2002, 2013, 2024).

Distribución geográfica. Área Tipo. Localidad Tipo.

La Fm. San Sebastián aflora al NW de la ciudad de Pinar del Río, a unos 6 km al NNE de la ciudad de San Juan y Martínez, entre el Valle del Río San Sebastian y la margen derecha del Río Feo, en una estrecha franja paralela y muy próxima al contacto tectónico con las Alturas de Pizarras del Sur. Los afloramientos no son continuos y se destacan como bajas crestas aisladas sobre el terreno circundante con una morfología kárstica característica (Figura 22). Otros afloramientos de conservación integra de la Formación no se conocen en el resto del territorio. Solo se observan como bloques y olistolitos en unidades suprayacentes. Por tanto la unidad parece exclusiva de esta región que debe considerarse como su Área Tipo, tanto como su Localidad Tipo y como una Formación, hasta ahora exclusiva de la Depresión de San Diego, al Sur de la Cordillera de Guaniguanico. El acceso a la localidad se consigue desde San Juan y Martínez, por el antiguo terraplén al Entronque de El Guayabo, en la carretera a Luis Lazo.

Estratotipo de Unidad.

El Estratotipo de Unidad (Figura 21) se estableció en 1974, en el sitio actual y no ha sufrido modificaciones. Las coordenadas son: Norte 282.400 y Este 207.500; Hoja topográfica: Sumidero, 3483 III. La localidad es la “Cantera

Pedro Rodríguez Sánchez”, en la actualidad abandonada y al presente un geosito de interés patrimonial (Gutiérrez Domech *et al.* 2016).



Figura. 21. Localización del Estratotipo de la Formación San Sebastián. Mapa 1:50,000, Republica de Cuba. ICGC . Hoja Sumidero 3483 III. Coordenadas Lambert. Elevación en metros.

Descripción original en el Estratotipo de Unidad.

En la base de la Formación aflora un fanglomerado, compuesto de clastos de rocas volcánicas y metamórficas en su mayoría redondeados e incluso pulimentados, indiferenciables con las gravas de origen fluvial y compuestos de basaltos, andesitas y algunos gabros y diabasas notablemente frescos. Los fragmentos metamórficos y ácidos son pequeños, a veces milimétricos, pero muy poco alterados, incluso frescos. Esta es la primera aparición de clastos de rocas ígneas ácidas y metamorfitas gnéisicas que se registran en esta región, reportadas por Vermunt (1937). El tamaño de los clastos se encuentran entre gravilla (<256 mm) y grava, con predominio en los de tamaño medio. La matriz es lodosa y friable margosa muy impura, de color rojizo a violáceo, con bandas blanquecinas y verdosas. En los primeros decímetros los clastos aparecen espaciados y predomina la matriz, con el aspecto de un paraconglomerado. Hacia arriba, la matriz se compacta y los clastos predominan hasta constituir, esta última, una caliza a marga muy impura hasta un cemento de calcirudita impura, saturada de óxidos ferruginosos y de manganeso. Este intervalo cambia de espesor por el rumbo, entre decímetros a 1 metro de espesor, hasta unos 2-2.5 m de espesor. Sobre estas capas, en un rápido cambio, se establecen calizas masivas (Figura 22) hasta capas muy gruesas. Las calizas son de grano finísimo, aporcelanadas, compactas de fractura astillosa o de valvas, a veces margosa o brechosa (intraclastos) sin texturas direccionales evidentes, aunque por pequeños intervalos algo oscuramente bandeadas.

La fábrica orgánica de las calizas varía mucho en la vertical. Cerca de la base es algo brechosas y contiene fragmentos de algas, espículas de esponjas y de rudistas finamente fragmentados, que desaparecen hacia arriba. En la localidad tipo, la parte inferior, cerca al contacto con la Fm. San Juan, es de litofacies rudítica con fragmentos de organismos triturados embebidos en una caliza de tipo packstone. Al microscopio se pueden clasificar en su mayoría como biomicritas y otras calizas afines de ambiente somero. Localmente son biolititas de algas, intraclastomicritas, con rareza biosparitas. A menudo aparecen muy puras, pero con frecuencia están contaminadas por lodo ferro-manganesico. En consecuencia lo común es que sean rosáceas a rojizas (Figura 23) o blanco amarillento. En partes el color es rosado violáceo oscuro (Figura 24), notablemente similar o idéntico al de las calizas de la Formación Ancón de la Sierra de los Órganos (Truitt y Brönnimann, 1955; Hatten, 1957; Herrera, 1961; Pszczółkowski *et al.* 1975). En

ese caso, al igual que Ancón, contienen dendritas de manganeso y estilolitos. Incluso el manganeso finamente disperso en la masa es abundante, no solo por dendritas. Existe información confusa sobre explotaciones en esta Formación para minerales de manganeso a principios del siglo pasado (Simons & Straczek, 1958).



Figura.22. Calizas masivas de la Formación San Sebastián en el Estratotipo de la Formación. Cantera abandonada Pedro Rodríguez Sánchez.

Espesor.

El espesor de la Fm. San Sebastián es de 10 a 25 m como máximo. Debió ser mucho mayor en el pasado a cuenta del tamaño de los peñones que se destacan en la Fm. El Guayabo suprayacente, en cuyo seno flotan a manera de olistolitos.

Litología diagnóstica.

Las calizas de la Fm. San Sebastian son inconfundibles por causa de su textura fina y colores característicos. Se han explotado como roca ornamental desde la década del 40 del pasado siglo y probablemente antes de esa fecha. Es típico que San Sebastián se haya cartografiado como Fm. San Juan a causa de la redeposición de bioclastos, la similitud facial y la proximidad en el espacio.

Meteorización y aspecto en afloramientos.

En el relieve la Fm. San Sebastián es prominente; destacada por pequeños mogotes y crestones de tipo hogback, raros en la región. El carso bien desarrollado se destaca en la mayoría de las localidades, con cavernas métricas y “karrenfeld” en la superficie (Figura 25). Estas formas debieron tener una importancia mayor en el pasado ya que la Formación evidencia haber perdido gran parte de su extensión y espesor por simple disolución secular, aunada a procesos tectono-sedimentarios al final de su sedimentación. Esta es una diferencia adicional con la Fm. San Juan (biostromo), que solo presenta pequeñas formas incipientes de disolución.



Figura.23. A. Calizas San Sebastián de tonos rojizos causada por la saturación de óxidos ferrosos dispersos en la masa.
Figura.24. B. Tonalidad violácea de las calizas San Sebastián, prácticamente idéntica a la tonalidad más conocida de la Formación Ancón de la Sierra de Los Órganos; causada por la dispersión de manganeso; la misma causa que en Ancón.

Edad.

Son muy fosilíferas, pero con poca fauna diagnóstica. La unidad contiene en la parte basal *Lepidorbitoides sp.*, *Proporocyclina sp.*, *Discocyclina sp.* y *Textularia sp.*, y *Globotruncana sp.* redepositada. Los bioclásticos de moluscos (rudistas), corales, equinodermos, espículas de holoturias en la parte inferior, cementados por la caliza pelitomórfica, provienen de la erosión de la Fm. San Juan. Globigerinidos y en particular *Globorotalia velascoensis Cushman* y *G. cf. a Globorotalia pseudobulloides Plummer* se encuentran algo más arriba donde la matriz margosa del conglomerado transita a una caliza pelitoformica con algunos rodados centimétricos de vulcanitas. En los sedimentos terrígenos del techo que yacen en el contacto con la Fm. El Guayabo y ya pertenecientes a esta Formación, de nuevo fueron identificados *Globorotalia cf. G. compressa*; *G. cf. G. angulata*; *G. pseudomenardii*, *G. cf. G. Pseudobulloides*.

Según estas evidencias, San Sebastián pertenece al Paleoceno y esta separada de la Fm. San Juan por un horizonte de conglomerados que puede representar una discordancia que comprende parte del Paleoceno Inferior.

Relaciones tectónicas y estratigráficas.

Según el eje meridional de la Depresión de San Diego la Fm. San Sebastián yace en las siguientes configuraciones de contacto: Con la Fm. San Juan, sobre la cual yace con un conglomerado basal o con areniscas polimícticas conglomeráticas. Sobre la Fm. Guamá con un conglomerado basal en el contacto. Sobre la Fm. Río Feo, pero con un contacto donde la Fm. San Sebastián aparece en forma de grandes clastos que sugieren algún evento gravitacional de desarticulación de la Formación.

A su vez está cubierta por la Fm. El Guayabo. Dentro de esta última Formación, en los niveles más bajos, flotan masas métricas de calizas de San Sebastián; soportadas por sedimento clástico vulcanomíctico con huellas de impresión en estado blando alrededor de los bloques. En varios casos claramente se trata de olistolitos, en otros no se puede excluir la posibilidad de ecos faciales calcáreos.

La Fm. San Sebastián nunca aparece cubierta por el flysch de la Fm. La Majagua (Paleoceno Superior- Eoceno Inferior basal), como erróneamente indica el Léxico Estratigráfico de Cuba (Franco Álvarez *et al.* 1992).



Figura 25. Carso desarrollado en calizas de la Formación San Sebastián, único de su tipo en la región premontana. Se observa un Karrenfeld bien desarrollado, con predominio de Spitzkarren (morfología de “diente de perro”) y una caverna aún transitable; formas cársticas actualmente activas. Cantera Pedro Rodríguez, al norte de San Juan y Martínez. Foto cortesía de L. Bernal (IGP, La Habana).

Correlación.

La Formación San Sebastián, correlaciona con la Fm. Ancón, (el Miembro de las Calizas Micríticas y Margosas; de Pszczółkowski, en Pszczółkowski, *et al.* 1975) de la Cordillera de Guaniguanico, por los siguientes fundamentos:

La edad: La Fm. Ancón (las calizas pelágicas) fue depositada desde el Paleoceno temprano al Paleoceno tardío, pocas veces la base del Eoceno (Bralower & Iturralde-Vinent, 1997, Figuras 3 y 9) con un hiato en la base del Paleoceno (ver Figura 3; Bralower & Iturralde-Vinent, 1997). La Fm. San Sebastián pertenece al intervalo Paleoceno temprano a Paleoceno tardío, y yace discordantemente sobre la totalidad de las Formaciones del Cretácico en esta región, con un hiato en la base del Paleoceno.

La litología: Las rocas de la Fm. San Sebastian muestran un notable e impresionante parecido con las facies calcáreas más compactas de la Fm. Ancón. La coloración violácea y rojiza a veces ligeramente verdosa y hasta blanca crema en algunos casos, es compartida por ambas unidades. En lo que concierne al color violeta en las dos unidades, se debe a la fina dispersión de manganeso y no parece casual que las dos Formaciones se hayan explotado o prospectado para la extracción de menas de manganeso, únicas secciones rocosas del occidente de Cuba con esas características.

La Fm. San Sebastián es correlativa por su edad, total o en parte, con varias unidades litoestratigráficas del occidente y centro de Cuba. Entre ellas: Fm. Apolo (Brönnimann y Rigassi, 1963). Fm. La Majagua (Álvarez-Sánchez, 1974). Fm. El Guayabo (Álvarez-Sánchez, 1974). Fm. Falcón (Truitt en: Brönnimann y Pardo, 1954). Fm. Fomento (Truitt y Pardo,

1953). Fm. Grande (Pardo en: Brönnimann y Pardo, 1954). Fm. Mercedes (Furrazola *et al.*, 1976). Fm. Santa Clara (Truitt en: Brönnimann y Pardo, 1954).

Algunas de las Formaciones citadas, contienen rocas parecidas a las típicas de San Sebastián, pero ninguna se corresponde enteramente con ella por su litología y otras formaciones con mayor semejanza en Cuba occidental y central o fuera de ese entorno, no corresponden con su edad.

Rasgos sedimentarios de San Sebastián. Eventos en el paso Cretácico-Paleógeno.

Después del episodio erosivo localizado en la parte superior de la Fm. San Juan, durante corto tiempo se reinstauraron las condiciones de la sedimentación calcárea de poca profundidad, probablemente restringida a algunos sectores de la cuenca, dando lugar a la Fm. San Sebastián. En efecto, las características petrográficas indican un ambiente somero inicial de aguas saturadas de calcio, en las próximas inmediaciones a acantilados o relieves positivos integrados por rocas volcánicas y metamórficas distales.

Un relieve desarticulado con diferencias hipsométricas locales muy notables y probablemente determinado por fallas regionales es indicado por la parte clástica basal, que a veces sugiere rasgos de flujos masivos detríticos (Bouma y Muñoz, 1973), que en ciertas localidades adopta una apariencia más propia de un conglomerado basal. Estos rasgos algo confusos permiten inclinarse por esta última interpretación a causa de las claras interrupciones de la sedimentación y el contacto discordante Cretácico-Paleógeno evidenciado en ese límite para la totalidad de esta región.

La parte inferior terrígeno margosa en la misma base de la Formación es la que contiene los restos de los organismos bentónicos (*Lepidorbitoides*, *Proporocyclina*, *Discocyclinidae*). Los fragmentos bioclásticos presentes en este horizonte pueden ser el producto de flujos turbios de talud desde el respaldo posterior de los biostromas más espesos de la Fm. San Juan. La parte media de fábrica aporcelanada, semejante a mármol, solo presenta microfósiles en matriz esparítica indeterminables. La parte superior, en el contacto neto con los terrígenos, se caracteriza por una asociación planctónica característica. Es interesante esta situación en vista del escaso espesor de esta Formación entre 10 a 25 m, desarrollada en aguas someras, el rápido cambio de las formas orbitoidales a los foraminíferos de aguas más abiertas.

Por su estructura y posición la Fm. San Sebastián, parece ser con certeza el primer reflejo de movimientos tectónicos significativos en la región que se destaca en un intervalo litológico muy estrecho de apenas unas decenas de metros. Lamentablemente por la falta de un registro más rico en microfósiles y un afloramiento deficiente, así como la influencia de intensos fenómenos de turbulencia y descamación en la superficie de contacto San Sebastián-El Guayabo, no fue posible obtener un criterio más preciso sobre este contacto, caracterizado por un brusco cambio de los sedimentos calcáreos a terrígenos turbidíticos y la formación de brechas.

Los movimientos tectónicos ocurridos en el límite Cretácico-Paleógeno están muy claramente marcados en esta región que, por su fácil accesibilidad deben estudiarse con mayor detenimiento. Ya Vermunt (1937; pag. 24) señaló esta disconformidad adelantándose grandemente hacia el futuro de posteriores observaciones. Sin embargo los rasgos de estos movimientos no permiten clasificarlos como orogénesis, sino como oscilaciones operadas principalmente en la vertical de modo que no deben corresponderse con alguna de las verdaderas fases orogénicas de edad cercana en las cordilleras europeas, denominadas “fases orogénicas”, por ejemplo “Iaramide” (Paleolarámica de 1er orden; entre el Maastrichtiano y el Daniano); o “pirenaica” (prepirenaica de 4to orden entre el Ypresiano y el Luteciano) (Ríos, 1969).

4.6. Formación El Guayabo.

Autor. Humberto Álvarez-Sánchez, 1974.

Referencia original: Álvarez Sánchez, H., 1974, Estratigrafía de la parte Occidental de la llanura costera y piedemonte de la Provincia de Pinar del Río. Cuba. Inst. de Hidroec. P. del Río, 49 págs. 17 figs. 1 map. (Inédito).

Antecedentes.

La Formación El Guayabo constituye un elemento clave en la interpretación geológica de la Depresión de San Diego. Aunque al inicio se consideró su posible correlación con la Formación Vía Blanca (Brönnimann y Rigassi, 1963), las diferencias en edad y posición estratigráfica descartan tal equivalencia. Sus sedimentos registran un episodio tectónico de gran relevancia dentro de la evolución de la cuenca y aportan información esencial para la reconstrucción de su historia geológica. Además, la definición de la Formación El Guayabo responde a una necesidad de ordenamiento litoestratigráfico ya advertida por Brönnimann y Rigassi. En efecto, el estudio detallado de la Formación Capdevila ha puesto de manifiesto una notable heterogeneidad de composición, con múltiples variantes faciales que reflejan diferentes condiciones de cuenca. Estas diferencias justificaban su subdivisión; ya que las secciones asignadas a la Formación El Guayabo habían sido previamente incluidas dentro de extensos afloramientos atribuidos a la Formación Capdevila.

El análisis de la distribución de facies en un perfil regional N-S (Figura 26) evidencia una transición progresiva desde ambientes de aguas profundas, representados por el flysch de la Formación Río Feo, hacia condiciones litorales propias de la Formación Guamá. Esta evolución culmina con el desarrollo del biohermo de la Formación San Juan, asociado a una fase de levantamiento, erosión y posterior depósito de la Formación San Sebastián sobre un conglomerado rico en bioclastos derivados de San Juan.

Con rapidez, San Sebastián, de aguas oxigenadas y ambiente estable similar a una plataforma carbonatada, transita hacia una facies de caliza pelitomórfica de mayor profundidad; cambio caracterizado porque hacia la parte superior sobre las micritas yacen delgadas capas arcillosas calcáreas con bivalvos, seguidas de capas métricas de marga arenosa que ya contienen microfauna planctónica. Cambio muy brusco, vista su escaso espesor y edad limitada probablemente a solo un piso del Paleoceno. Esta es una historia de movimientos verticales oscilatorios complicados con fases bruscas de gran inestabilidad relacionadas con una fuerte actividad sísmica de fallas activas.

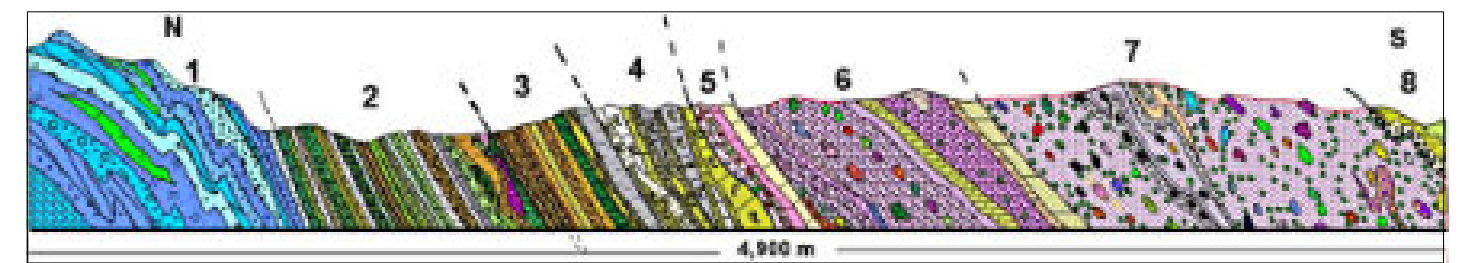


Figura.26. Sin escala. Las dimensiones de los olistolitos, así como el espesor y fuerte inclinación de las unidades, se exageraron con fines puramente ilustrativos para mostrar el orden de las Formaciones en la secuencia estratigráfica regional al occidente de la Depresión de San Diego en los sectores El Calabozo-Cayo de Las Varas:

1-Unidades tectónicas Pino Solo-Mestanza (equivalentes metamorfizados de la Sierra de Los Órganos (Jurásico hasta Paleoceno-Eoceno Inferior). 2-Fm. Río Feo (flysch de aguas profundas del Campaniano-Maastrichtiano). 3-Fm. Río Guamá (terrígenos depositados en ambiente progresivo hacia aguas someras (Maastrichtiano). 4-Fm. San Juan (Maastrichtiano) Biohermo-Biostromo. 5-Fm. San Sebastián (Paleoceno) carbonatos someros, discordante sobre San Juan con un conglomerado basal. Fm. El Guayabo, olistostroma del Paleoceno tardío. 6-Miembro Río Rancho. 7-Miembro El Calabozo. 8-Fm. La Majagua; flysch calcáreo con intercalaciones de horizontes de olistostromas (Paleoceno-¿Eoceno Inferior temprano?). (Álvarez-Sánchez, 1974).

Estos cambios bruscos y veloces se interpretan como fuertes movimientos verticales de la cuenca de sedimentación, ocurridos entre el Campaniano y el Paleoceno tardío²⁸ ; apenas unos 12 Ma. Los grandes avances en el conocimiento de los mecanismos de relleno de las cuencas de flysch y olistostromas y los eventos tectono-gravitacionales que los producen (e. g. Abbate *et al.* 1981; Mutti *et al.* 2009; Festa *et al.* 2010; Yamada, 2012; Ogata *et al.* 2012, 2016; Festa *et al.* 2016 y otros), permiten comprender más eficientemente el origen de la Depresión San Diego y justifican una actualización de esta unidad.

Categoría en la nomenclatura estratigráfica.

Por alguna decisión de origen y base técnica que ignoro, en el Léxico Estratigráfico (e. g. 2024), el Miembro El Calabozo de la Formación El Guayabo continua denominándose “El Calabozo, olistostroma (unidad informal)”. Este término permanece sin variaciones desde 1992 (Franco Álvarez *et al.* 1992). No obstante, El Calabozo, Miembro de la Formación El Guayabo, con contactos reconocibles edad determinada y configuración litológica conglomerática-arenosa, donde las secciones de olistostroma son un componente más de su constitución, es una unidad litoestratigráfica sustancial, parte distinguida de una Formación y reúne todas las condiciones de una unidad formal.

Subdivisiones internas.

La Formación se divide en dos Miembros: Río Rancho (inferior) y El Calabozo (superior).

Origen del nombre El Guayabo y de sus Miembros.

El Guayabo en los años setenta del pasado siglo era un caserío, accesible desde Pinar del Río por un camino vecinal. Río Rancho es un afluente del Río Feo, al SW de El Guayabo modificado por la presa El Cangre. El Calabozo fue un sitio entre la carretera de Luis Lazo y el caserío de El Guayabo (1,5-2 km al ENE). Los mapas actuales de escalas medias no muestran una toponimia que corresponda con esos nombres.

Sinonimia.

El Léxico Estratigráfico de Cuba (Franco Álvarez *et al.* 1994) al referirse a Buttica (1946a), señala a la Formación El Guayabo como sinónimo parcial de Formación Capdevila. El Guayabo se distingue del concepto inicial de la Fm. Capdevila por su estructura sedimentaria, aunque tuvieron la misma fuente de sedimento. Difieren en sus edades. Falta del Paleoceno en la Formación Capdevila, del Eoceno Inferior (Bermúdez, 1950; Brönnimann y Rigassi, 1963; Bralower & Iturralde-Vinent, 1997), al menos en este territorio²⁹. También el Léxico Estratigráfico de Cuba (Franco Álvarez, *ibid.*) señala sinonimia parcial Capdevila-Miembro-Río Rancho. Sin embargo, las características distintivas cruciales para la discriminación entre Capdevila y la parte inferior de El Guayabo, son notables y a menudo opuestas. En relación con las características especiales de Río Rancho en particular; no encuentro una sinonimia aceptable para esa unidad, ni siquiera parcial.

Unidad de rango Superior.

Durante la exposición de la Formación Río Feo, expuse las razones por las cuales considero que El Guayabo no forma parte de ninguna unidad superior de categoría, de forma justificada ni debidamente argumentada.

²⁸ La discordancia Superior-Paleoceno aparece en las estructuras de Cuba occidental, excepto en la provincia de Matanzas, donde no se conoce el Paleoceno en superficie. El hiato estratigráfico abarca el Daniano hasta el Paleoceno Inferior completo. Sin embargo, en la parte septentrional de la estructura de Matanzas aparece la Formación Mercedes del Daniano. El hiato entre las formaciones Peñalver del Maestrichtiano Superior y Mercedes fue evidentemente muy breve. (Pszczółkowski y Flores, 1986).

²⁹ La microfauna de la Formación Capdevila fue descrita por Bermúdez (1950) y Brönnimann, y Rigassi (1963), por lo que no se detalla aquí. En general, estos autores han designado la unidad al Eoceno Inferior, pero nosotros hemos encontrado en algunas localidades del Bloque Martín Mesa fauna del Paleoceno (Albear Franquiz & Iturralde-Vinent, 1985).

Distribución geográfica. Área tipo.

La Formación El Guayabo aflora de forma continua desde el oeste del Río Guamá hasta el Arroyo Hondo, al NNW de San Juan y Martínez. Hacia el Sur del Río San Juan y Martínez se acuña o comprime y queda cubierta por la Formación La Majagua y a continuación por la Formación Capdevila. Al Este del Río Guamá se acuña y, hacia el Río Paso Viejo, se reduce a estrechas corridas o yace en a profundidad. En la región de La Leña, al Norte de Consolación del Sur, cualquier unidad terrígena y el espacio casi total del corte son asignados a la Fm. Capdevila. A causa de que mi cartografía no se extiende hasta allá, no dispongo de datos para modificar la situación.

Holoestratotipo del Miembro Río Rancho.

El perfil típico fue definido en 1974 (Figura 27) y se hizo inútil por la construcción del embalse El Rancho. Será una tarea del nuevo Léxico Estratigráfico de Cuba seleccionar otro perfil tipo, según las condiciones del terreno que registra profundas transformaciones antrópicas. La vegetación, toponimia, densidad de población y vías de comunicación han cambiado en decenios desde la fecha de la proposición. Las explotaciones agrícolas y el aprovechamiento general del espacio así como el crecimiento de la población con el incremento de terrenos para viviendas han provocado una extraordinaria pérdida de afloramientos. En otros sectores, al contrario, se produce un extraordinario incremento de la vegetación boscosa en una densidad que sorprende.

Holoestratotipo) del Miembro El Calabozo.

El Holoestratotipo de El Calabozo fue definido en Álvarez-Sánchez (1974) y se mantiene en la actualidad (Gutiérrez Domech, *et al.* 2016). Es accesible desde el entronque de la carretera de Luis Lazo con el terraplén El Guayabo-San Juan y Martínez hacia el WSW con las coordenadas Lambert iniciales y finales señaladas en la Figura 28.

Una situación similar ocurre con los espacios mejor aflorados del Miembro El Calabozo. Probablemente será necesario reestablecer un nuevo perfil tipo o algunos perfiles auxiliares con el fin de destacar características distintivas. Algunas visitas dirigidas a la región demuestran que importantes localidades con los más grandes olistolitos, en la actualidad se encuentran cubiertas por densa vegetación boscosa.



Figura.27. Localización del Holoestratotipo del Miembro Río Rancho. Formación El Guayabo. Mapa 1:50,000, República de Cuba. Hoja Sumidero 3483 III. Coordenadas Lambert: Iniciales: Norte 289,250; Este 212,000. Finales: Norte 288,300; Este 212.500. Elevación en metros. Una cuadrícula igual a 1 km².



Figura. 28. Localización del Holoestratotipo del Miembro El Calabozo. Formación El Guayabo. Mapa 1:50,000, República de Cuba. Hoja Sumidero 3483 III. Coordenadas Lambert: Iniciales: Norte 291, 300; Este 212, 250. Finales: Norte 290, 000; Este 215, 350. Elevación en metros. Una cuadrícula igual a 1 km².

Edad de la Formación El Guayabo.

El Miembro Río Rancho presenta con persistencia una asociación de foraminíferos planctónicos, integrada por: *Morozovella cf M angulata* Bolli (Paleoceno medio); *M. cf M. pseudobulloides* Plummer; *Planorotalites cf P. compressa* Plummer (Paleoceno temprano); *P. pseudomenardii* (Bolli) (Paleoceno tardío) y radiolarios (*Lithomespilus sp*) (Coniaciano–Holoceno).

El Miembro El Calabozo contiene la misma asociación; indicando el Paleoceno como la edad de sedimentación de la Formación El Guayabo. Asociaciones del Paleoceno también se reportan por Bralower & Iturralde-Vinent (1997) (Figura 29).

Relaciones estratigráficas de la Formación El Guayabo.

La Fm. El Guayabo puede cubrir a la Formación San Juan con un contacto discordante con algunas particularidades observadas; tales como que bajo San Juan yace la Formación Guamá y no la Fm. Río Feo y, a su vez, lo que yace sobre San Juan es Miembro Río Rancho.

La Fm. El Guayabo, entre los Ríos San Sebastian y Cangre, cubre con la sección completa, a la Fm. Río Feo. Como esta última cubre el intervalo ¿Campaniano?-Maastrichtiano tardío, se puede suponer el desarrollo de la discordancia, pero como se ha explicado, este horizonte se encuentra fuertemente perturbado por procesos de traslado de masas; probable producto de avalanchas submarinas. En estos perfiles la Formación San Juan falta o está reducida a algunos bloques fragmentados. Por ultimo, El Guayabo, yace sobre la Formación San Sebastian a partir del Miembro Río Rancho. Aunque no hay evidencias de hiato en este caso, el contacto muestra claras huellas de perturbación sedimentaria por deslizamientos gravitacionales. En el corte regional, sobre la Fm. El Guayabo descansa la Fm. La Majagua, de edad Paleoceno (¿Landeniano?) y quizá el Eoceno (¿Ypresiano basal?). Se trata de un flysch con algunos intervalos de olistostromas. La Fm. La Majagua se describe en este trabajo.

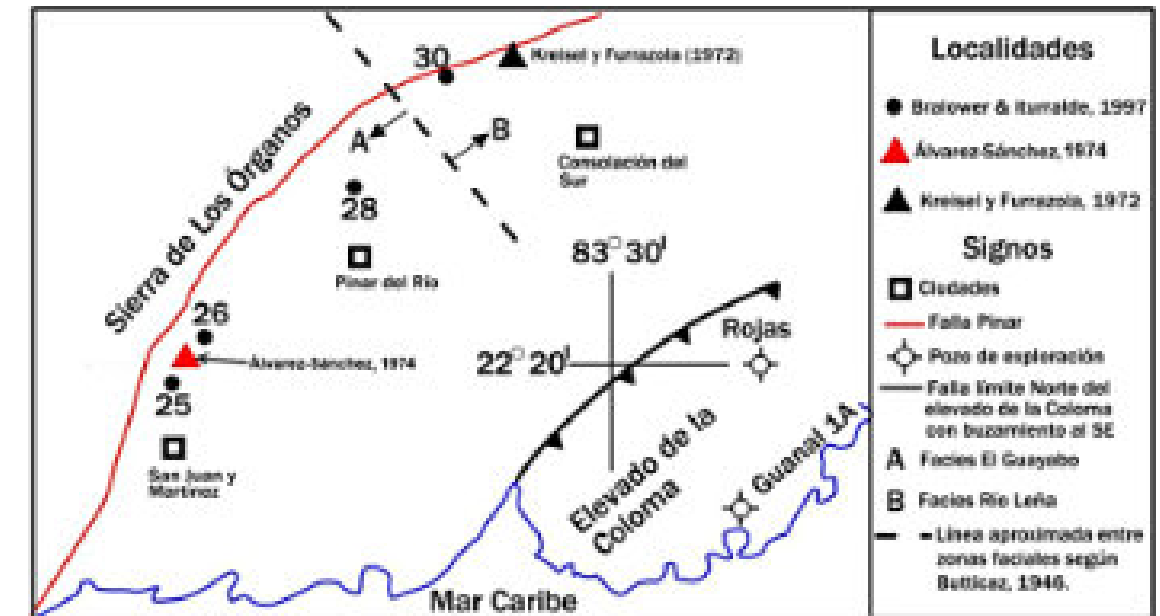


Figura. 29. Localidades con microfauna del Paleoceno (I-25; I-26) según Bralower & Iturralde-Vinent (1997). El triángulo rojo es una localidad de Álvarez-Sánchez, 1974 (No de 1989) en la Formación El Guayabo³⁰, con la asociación de *Globorotalia cf. G. compressa*; *G. cf. G. angulata*; *G. pseudomenardii*, *G. cf. G. pseudobulloides*³¹. I-28 es una localidad determinada como Eoceno Inferior (Zona NP12) asignada a la Formación Capdevila. I-30 es asignada al Eoceno temprano (Zona NP11) de la Formación Capdevila. Nótese precisamente la posición respectiva de I-28 e I-30 para Capdevila y también respecto a Kreisel y Furrázola (Eoceno temprano), coherente con las conclusiones de Buttica respecto a las diferencias entre la zona de facies B (Río Leña) donde predomina Capdevila y la zona de facies A (El Guayabo) donde aparece subordinada (Modificado de Figura 3 de Bralower & Iturralde-Vinent).

Espesor.

En la transversal El Guayabo-Pinar del Río la Fm. El Guayabo puede alcanzar 800 m. El espesor es impreciso por causa de su estructura interna. También es posible, a causa del mal afloramiento en algunos sectores, la suma del espesor de la Formación La Majagua refundida esquemáticamente en la Formación El Guayabo.

Correlación.

Desde el punto de vista de la litología y la edad la Fm. El Guayabo admite varias posibles correlaciones que se pueden discutir.

La unidad denominada olistostroma Haticos (Figura 30) (de Kozary, 1956; f. Franco Álvarez *et al.* 1992) de la Provincia de Holguín en Cuba oriental, de edad Paleoceno Superior, posee muchas semejanzas con el Miembro El Calabozo de la Fm. El Guayabo. El mecanismo de sedimentación se puede considerar equivalente. No obstante difiere en el predominio de bloques de serpentinitas en Haticos, mientras que las dimensiones de los bloques y la matriz se corresponden.

La olistostroma Taguasco (de Truitt, en Brönnimann y Pardo, 1954; f. Franco Álvarez, *ibid.*) de la Provincia de Sancti Spiritus, Cuba central; es litológicamente parecida a la Fm. El Guayabo en ciertos aspectos. Como esta última contiene secuencias de flysch estratificado que soportan olistolitos ígneos y sedimentarios. Aunque otras secciones de El Guayabo soportan bloques y olistolitos en matriz desordenada. En ambas la base debuta por conglomerados

³⁰ An outcrop of 800 meters of "wildflysch" and olistostromes, located between sites I-25 and I-26 (Fig. 3), was described by Alvarez Sanchez (1989). A Paleocene planktonic foraminiferal assemblage with *Globorotalia* (*cf. compressa*) *Morozovella* (*cf. M. angulata*), and *Subbotina pseudobulloides* was reported from this locality....(Bralower & Iturralde-Vinent, 1997; pag. 144).

³¹ Según determinaciones y nombres originales de las especies por Furrázola Bermúdez y Silvia Blanco en 1974 (Nota del Autor).

polimícticos y brechas (gruesas en el Mbro. Río Rancho). La edad de Taguasco es Paleoceno Superior-Eoceno Inferior parte baja. La edad de El Guayabo parece limitada solo al Paleoceno Superior.

Otras unidades poseen semejanzas litológicas y de mecanismos de formación pero son más jóvenes que El Guayabo. Tales son la olistostroma Vega Alta de Cuba central (Dodekova y Zlatarski, en Kantchev *et al.*, 1978.) pero de edad Eoceno Inferior-Medio y la unidad Wildflysch³² de la Fm. Manacas (Hatten, 1957) de la Cordillera de Guaniguanico de Cuba occidental, de edad ¿Eoceno Inferior- Medio?

No obstante, todas ellas, tienen como fuente principal de sus materiales constituyentes en el Arco Volcánico de Zaza.



Figura.30. Olistostroma Haticos constituida en su mayor parte por bloques de serpentinitas, gabro, microgabro, gabro-diabasa, diabasa, granodiorita, jasperioides y rocas magmáticas y tufogénicas en general. Tomado de Gutiérrez Domech M. R., *et al.* (2016).

Características generales de la olistostroma El Guayabo

El rasgo fundamental de las olistostromas de la Formación El Guayabo es el desorden interno de sus componentes, que define un patrón estructural de tipo block-in-matrix (v. *et Festa et al.* 2010). Estas se componen de dos elementos principales: clastos y matriz, generados por mecanismos dinámicos asociados a un contexto de elevada inestabilidad tectónica. Entre los procesos involucrados destacan los deslizamientos de ladera (v. *et. Ineson, 1985; Ikehara et al., 2012; Tarquin & Young, 1987*), la caída de bloques desde márgenes inestables y la incorporación de materiales mediante flujos de detritos (v. *et. Baceta et al. 1991*), así como corrientes arcillosas que rellenan los espacios intersticiales y contribuyen a la cohesión del conjunto.

La fracción gruesa está constituida por bloques consolidados y semiconsolidados, de naturaleza cohesiva, generados por colapsos graviclásticos en zonas de fuerte pendiente dentro de la cuenca (Figura 31). Por su parte, la matriz

³² Secuencia caótica policomponente. Su base está constituida por conglomerados y conglobrechas polimícticos. La parte superior está compuesta por una alternancia flyschoides de areniscas, limolitas, margas y calizas con intercalaciones de conglomerados con olistolitos de rocas cretácicas (andesitas, granitoides, silicitas, calizas, areniscas y margas). Los olistolitos se encuentran sumergidos en una matriz bien estratificada, en ocasiones en capas finas, de gravelitas, areniscas, margas, limolitas, arcillas y más raramente conglomerados. Llamada por Franco Álvarez *et al.* (1992) como “olistostroma Vieja”.

(Figura 32) se origina principalmente por la acción combinada de corrientes de turbidez y flujos detríticos masivos, dando lugar a una masa sedimentaria unitaria, con identidad propia, producto del transporte acuoso de materiales.



Figura. 31. Formación El Guayabo. Olistostroma Río Rancho en una carcava después de intensas lluvias. La mayoría de los bloques son rocas ígneas básicas, calizas y pequeños clastos de rocas metamórficas. La matriz es arenosoarcillosa característica del Mbro. Río Rancho. Región del poblado de El Guayabo. Foto Humberto Álvarez Ungo. 2025.

A estos componentes se añaden bloques autoclásticos (autóctonos) y materiales procedentes de deslizamientos de talud submarino, constituidos por sedimentos semiconsolidados. La interacción entre estos elementos produce estructuras complejas derivadas de la mezcla de capas parcialmente coherentes con materiales desagregados, que actúan como matriz envolvente. Asimismo, se observan “clastos blandos” con evidencias de rotación en estado fluido.

Dentro de esta estructura caótica, se reconocen intervalos de espesor considerable, ocupados por depósitos de tipo flysch generalmente masivos (Figura 32), aunque en ocasiones presentan cierta estratificación. Estos niveles contienen escasos bloques de rocas sedimentarias y/o volcánicas de tamaño métrico, así como capas conglomeráticas de composición similar. Sin embargo, estos intervalos son transitorios, y hacia sus límites se restablece la estructura típica de bloques en matriz, en una alternancia que sugiere un posible carácter rítmico en la sedimentación.

El término “graviclástico” resulta aquí particularmente adecuado, ya que permite distinguir estos depósitos de aquellos afectados por deformación tectónica intensa. En efecto, en esta unidad no se observan evidencias de fluencia dinámica sobrepuesta ni de compresión tectónica significativa. La unidad presenta un grado de deformación considerablemente bajo, y su inclinación parece responder más bien a procesos de basculación asociados a fallamiento y a una deformación regional de gran radio del zócalo de la cuenca, con una suave inclinación general hacia el sur.

Si atendemos a desarrollos teóricos en la literatura muy posteriores a mi trabajo, la Formación El Guayabo con su estructura clástica en matriz, su falta de clasificación y desorden de sus materiales, también podría llamarse como un “mélange sedimentario” de acuerdo con Bettelli & Panini, 1985; Festa *et al.*, 2010³³; Ogata *et al.*, 2012; Festa *et al.*, 2014a, 2014b; Festa *et al.*, 2016). En la actualidad, el término mélange ha adquirido una connotación predominantemente descriptiva, tras un prolongado debate conceptual. Una revisión exhaustiva de esta evolución puede consultarse en Festa *et al.* 2010.

A pesar de la coexistencia de diversos tipos de sedimentos, generados por distintos mecanismos, incluyendo intercalaciones de flysch típico,, las deficientes condiciones de afloramiento impiden su cartografía diferenciada a escalas medias. Por esta razón, estos depósitos se clasifican como una “olistostroma policomponente” (Álvarez-Sánchez, 1974³⁴–1981), siguiendo los criterios de Hoedemaeker (1973) y Hsü (1968, 1974). No obstante, una cartografía de mayor detalle probablemente permitiría individualizar unidades susceptibles de ser definidas como nuevas formaciones.



Figura.32. Capas de flujos de grano. Se observa la disposición pseudoestratificada característica, con contactos netos y texturas masivas que sugieren transporte y rápida decantación de sedimentos. Se advierte evidencia de gradación inversa característica de procesos de dispersión por presión. Ambiente de talud. Foto de L. Bernal. IGP. La Habana.

³³ The adjective ‘sedimentary’ in this article refers to all the processes of slope failure, sediment transport, and deposition, with particular attention given to the in mass gravitational transport and deposition of both (non-consolidated) sediments and rocks (mass-wasting or mass-transport processes and their products, that is mass-wasting or mass-transport bodies). (Festa *et al.* 2010).

³⁴ En Cuba, los términos “olistostroma”, “olistolito”, “olistoplaca”, “mélange”, se deben a V. Kusnetzov, H. Álvarez-Sánchez, M. Iturralde-Vinent y J. Cobiella; empleados en estudios de geología regional (f. Konev y Segura Soto, 1979). Aplicaciones simultáneas, se deben a A. Pszczółkowski; K. Piotrowska, J. Piotrowski, J. Danilewski (en Pszczółkowski *et al.* 1975, *ined.*). Lamentablemente su introducción en Cuba, no se acompañó por definiciones de los fenómenos abarcados por dichos términos. En Cuba se emplean tan rutinariamente que se convirtieron en palabras comunes como cualquiera otra palabra muy corriente en geología; a pesar de que debe evitarse la proliferación de términos, que prescindan de las definiciones, destinadas a clasificar fenómenos de alta complejidad geológica. (Nota del Autor).

El Miembro Río Rancho.

El Miembro Río Rancho posee peculiaridades notables y muy llamativas. Entre ellas el color predominante de la matriz, la estructura del sedimento y las conclusiones que pueden sostenerse sobre su origen a partir del examen de su composición y sus posibles mecanismos de sedimentación. La unidad debuta sobre la Fm. San Sebastián, en el momento de producirse un cambio violento hacia condiciones tectónicas inestables que se hacen más intensas con rapidez.

Aunque no hay evidencia de hiato con la Fm. San Sebastián; en esta primera sección de las olistostromas; el contacto es una superficie sinuosa con rasgos de erosión mecánica causados por una descarga repentina áspera y abrasiva. Los efectos se hacen prominentes en el desprendimiento de clastos angulosos, secciones de capas y pequeños lentecillos de calizas, facoides retorcidos de margas arenosas azuladas con bioclastos de bivalvos y areniscas margosas de la parte superior de San Sebastián, englobados por una matriz rojo violácea de arenisca polimíctica, incoherente y sin textura.

La litofacies de Río Rancho consiste de grauvasas tobáceas brechosas de matriz violácea, con lentes de lutitas arenosas pardo rojizas carbonatadas limolíticas y margas. Las secciones son masivas, terrosas e incoherentes, a menudo sin una estructura visible. Esta composición y estructura puede verse también indistintamente hacia el contacto con el Miembro El Calabozo y dentro del mismo.

La sección de las areniscas predomina con una composición vulcanoclástica que comprende toba redepositada aglutinada por marga; pero de forma dominante con una matriz silícea ferruginosa-manganesífera, que confiere a las rocas un raro color morado “heces de vino” muy característico (Figura 33) que también puede tornarse amarillento.



Figura.33. Afloramiento típico del Miembro Río Rancho que exhibe las características de su coloración y estructura. Coordenadas Norte 291,300 y Este 214 250. Región de El Guayabo. En la imagen el geólogo Narciso López (Foto cortesía de L. Bernal. Patrimonio Geológico. Instituto de Geología y Paleontología. La Habana).

Las areniscas presentan bandas contorsionadas (rip-up-clast) de una marga blanquecina, y bloques autoclásticos de areniscas que se interrumpen a trechos por secciones métricas de lodolitas tobáceas semiplásticas (mudstone) rojizas y verdes; lechos de brechas (Figura 34) y aglomerados retransportados, compuestos de clastos de vulcanistas.



Figura. 34. Brechas vulcanoclásticas cementadas con grauvacas tobáceas de la Formación El Guayabo (Miembro Río Rancho) en la región de El Guayabo. (Foto cortesía de L. Bernal).



Figura.35. Conglomerado polimíctico de clastos bien rodados, sostenidos por arenisca margosa con microfauna paleocénica. En la imagen se puede observar como los clastos se depositan sobre estratos de la arenisca (1) y son cubiertos a su vez por la siguiente capa (2). (Foto L. Bernal, IGP, La Habana).

Lentes de conglomerados de vulcanitas a menudo redondeados y hasta pulidos, ocurren dispersos y aglutinados por grauvaca tobácea gravelítica sin estructura (Figura 35).

El aspecto general es característicamente masivo y el material de soporte frecuentemente y de forma alternativa se compone de una fase cinerítica arenosa lítica, arcilloso-tobácea, redepositada, margosa y localmente caolinítica (alterada).

A pesar del término “**facies fina**” aplicable a Río Rancho; a muy escasa distancia estratigráfica de su contacto con San Sebastián yacen bloques métricos de las calizas de San Sebastián. En unos casos se puede aclarar que se trata de olistolitos (métricos) desvinculados completamente de su sección original. Pero en los de mayores dimensiones, en ellos pareciera que en su parte superior se conserva el contacto original; mientras que su base muestra que flotan en la matriz con una truncadura. Puede tratarse de olistolitos con una escasa rotación a causa de su tamaño o grandes bloques desplomados de un acantilado sin ningún desplazamiento significativo; opción que me parece preferible; pero en ambos casos hypoolistolitos (in litt. Marchetti, 1957, *f.* Hoedemaeker, 1973).

Composición clástica. Rasgos distintivos.

La composición clástica es notable por su variedad en un mismo afloramiento. Se encuentran fragmentos desde 5-10 cm hasta 50 cm de bioclastos de rudistas (Fm. San Juan) y calizas rosáceas y blancas en peñones de 1 hasta 2.5 m o mucho mayores de la Fm. San Sebastián. Estos últimos son los bloques de mayores dimensiones que flotan en Río Rancho y en El Calabozo. Basaltos rojos oxidados (Figura 36), gabros y diabasas, riolitas, lamprófidos, andesitas, tobas silicificadas, jasperoides rojos, chert bandeado, areniscas (ajenas y autoclásticas), granitoides (tonalitas), cuarzodioritas y aplitas.

Especialmente llamativos son los clastos de rocas metamórficas, mucho más escasos. Se trata de gneis cuarzo-moscovítico con granate (1-5 cm) y en un caso 70-80 cm (Figura 37). Los fragmentos son algo mayores que los observados en el conglomerado basal de la Fm. San Sebastián, que solo alcanzan algunos milímetros, de rareza centímetros. Esquistos silíceos con anfíbol, anfíbolitas, metabasitas (metagabros) y serpentinitas, también se observan.

La fracción de mayores dimensiones, se encuentra dispersa. En algunas secciones a lo largo del rumbo, a veces solo se aprecia una matriz con raros clastos diseminados y de pequeñas dimensiones. En otros cortes los bloques y clastos se concentran y suelen alcanzar los decímetros y de rareza metros. Quizá esto dependa de las condiciones del afloramiento, pero establece una cierta diferencia respecto al Miembro El Calabozo que es consistentemente más grueso y de estructura más complicada. La fase de soporte de colores abigarrados y muy a menudo caracterizado por una coloración rojiza y violácea con parches blanquecinos (v. Figura 33), es muy propia de Río Rancho por largas distancias.

Durante el estudio de numerosos perfiles, estuve extrañado y admirado por la inusual coloración roja a violácea frecuente en estos sedimentos, tanto de la matriz como de gran parte de las rocas volcánicas (v. Figura 34); que se repetía por largos intervalos, de acuerdo a la inclinación al sur, revelada por algunos estratos representativos.

Para mí, el origen de esta característica presentaba dos alternativas:

O la masa posee estas coloraciones, causadas por procesos de diagénesis oxidante temprana (eodiagénesis), asociados a la circulación de aguas meteóricas, favorecidos por la oxidación de metales y minerales (hierro, manganeso, pirita, entre otros) y por la composición petrográfica básica dominante de la matriz fina; rasgos típicos de la composición de estos sedimentos.

O estas coloraciones provenían en su mayor parte del estado previo de oxidación de los materiales, antes de ser incorporados a la cuenca de acumulación.

Aunque en clima tropical la penetración de aguas meteóricas puede ser significativa, especialmente en rocas permeables, relieves suaves y condiciones de flujo subterráneo activo, la profundidad de la alteración está limitada y

se organiza en zonas de intensidad decreciente. En la región estudiada, los perfiles meteorizados observados, bien expuestos en cortes asociados a obras hidráulicas, no sobrepasan generalmente los 10–20 m.

En consecuencia, resulta muy improbable que una corteza de meteorización alcance profundidades de centenas de metros, manteniendo una coloración homogénea y continua, e intercalada con niveles de tonalidades neutras. Sin embargo, datos provenientes de unas perforaciones realizadas en fecha muy posterior (1985-86) por la dirección de geología de Pinar del Río, permiten considerar la segunda alternativa como características primarias de Río Rancho que confirman de modo convincente las conclusiones del trabajo original (Álvarez-Sánchez, 1974).

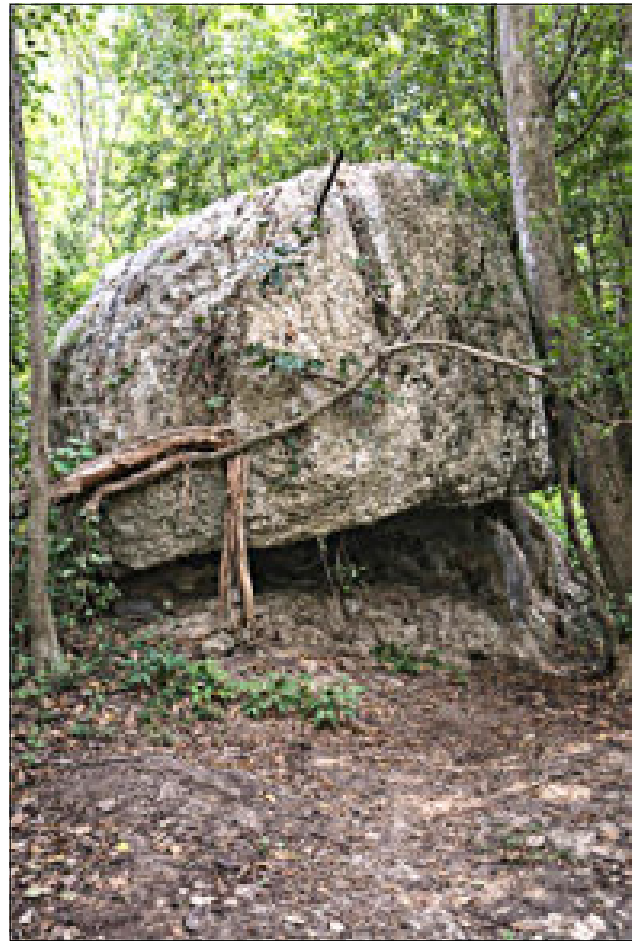


Figura.36. Bloque métrico de roca ígnea (andesito-basáltica) descansando sobre conglomerado del Mb. Río Rancho, cerca del caserío La Envidia, al SW de El Guayabo. Foto de H. A. Ungo. 2025.

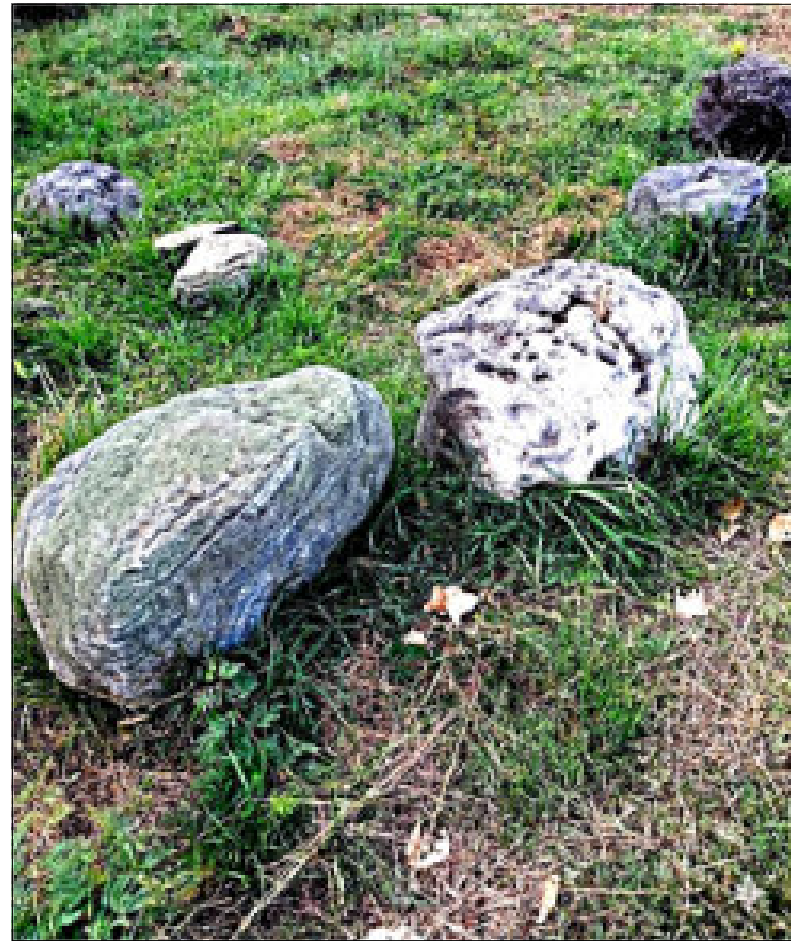


Figura.37. Clasto submétrico de roca gris gneisica con granate limonitizado. Al parecer derivado de rocas ácidas graníticas. Cerca del poblado de El Guayabo. Foto de H. A. Ungo. 2025.

En efecto, un pozo sobre la Fm. El Guayabo, cerca del caserío La Envidia (coordenadas Norte 290,450; Este 214,000) corta espesas secciones de matriz roja que sostiene el material clástico. Las coloraciones rojas, violáceas y otras descritas como “abigarradas” se mantienen, incluso hasta la máxima profundidad del pozo (310 m).

Es decir, las fuentes de material de la Fm. El Guayabo provienen, en su mayor parte, de un complejo volcánico de arco, con sus secuencias magmáticas completas, que permaneció aflorado y sometido a alteraciones climáticas profundas. La acumulación rápida de los sedimentos mediante mecanismos de avalanchas submarinas y flujos de alta densidad, trasladó material clástico a la cuenca, ya en los estados de alteración originarios.

Las conclusiones paleogeográficas y de tectónica general derivadas de este y otros hechos, se discuten en otro apartado de este trabajo.

Espesor.

Dadas su estructura en masa y la complejidad de sus contactos, el espesor real del Miembro Río Rancho, depende de estimados convencionales. Entre 20 y 250 m son cifras generales aceptables según los datos de campo; pero puede ser mucho mayor de acuerdo al concepto que se aplique para evaluarlo.

El Miembro El Calabozo. Facies gruesa de la olistostroma.

Una matriz de composición más variada y un incremento en el tamaño medio de los olistolitos respecto al Miembro Río Rancho son las diferencias más notables.

En los perfiles mejor aflorados se destaca lo variable de las fases de soporte, que oscilan desde agregados incoherentes hasta cuerpos compactos. En casos extremos la matriz es prácticamente inexistente y la sección se presenta como una acumulación caótica de bloques, o, en contraste, donde predomina una matriz con escasos clastos de gran tamaño.

La fracción vulcanoclástica aparece redepositada en todo el espesor de El Calabozo de la manera más desordenada, donde el soporte de los bloques sucesivamente comprende conglomerado fino apoyado en gravilla aglutinada por arena; en una tosca progresión granulométrica o consiste de brechas que muestran la misma clase grosera de graduación en masa.

En las areniscas intercaladas, a menudo se observa estratificación con la división Ta (Bouma, 1962), muy pocas veces Tb, cubiertas por margas terrosas con raras bioturbaciones. En otros casos, el estrato de base es masivo sin estructura, con clastos blandos en la parte superior. Frecuentemente tanto en el yacente, como sobre la parte superior de esta división, bruscamente yacen brechas densamente empaquetadas y homogéneas de clastos volcánicos flotantes, en una matriz arcillosa ferruginosa que pueden interpretarse como flujos de detritos, muy comunes en El Calabozo.

También son abundantes en los depósitos rip-up-clasts que pueden interpretarse como flujos de alta densidad de fango y arena (flujoturbiditas) (flujos masivos detríticos) (Mutti, 2011). Pero también en la matriz, ocurren fanglomerados³⁵, en capas decimétricas a métricas, semejantes a grandes rip-up-clasts, englobados en una arena conglomerática, diferentes a los clastos desgarrados de dimensiones pequeñas de las turbiditas normales. Estos cuerpos grandes pueden derivarse de la tracción efectuada por flujos instantáneos masivos canalizados en los rellenos de cañones activos; probablemente derivados de bruscos cambios estacionales (pluviales) o de terremotos en la margen litoral de aguas poco profundas (Mutti y Nilsen, 1981).

La acuñación lateral de los depósitos es extraordinariamente rápida. En unos metros un conglomerado sustentado por arenisca sin estructura, pasa a arenisca de la misma composición apenas sin clastos, que pueden representar flujos turbulentos de granos, de baja densidad. En general, en los paquetes de flysch intercalados se observan las estructuras hidroplásticas de lutita, diques clásticos, estriaciones, huellas de carga, de impacto y muchas otras que merecen un trabajo especial a ellas dedicado. Las características sedimentológica, brevemente sintetizadas, sin agotarlas, son rasgos de la olistostroma que acreditan los procesos de su formación.

Brechas y conglomerados.

Las brechas de clastos en matriz areno-arcillosa abundan en El Calabozo. Se distinguen clastos de arenisca margosa, probablemente derivados de capas autóctonas, formando parte de secciones de flysch y que también ocurren como olistolitos deformados (endoolistolitos; según Hoedemaeker, 1973) presumiblemente en estado blando (Figura 38). Esta sección es masiva y aunque la matriz es uniforme y los clastos algo clasificados, a trechos se encuentran bloques decimétricos y raramente métricos de clastos duros como blandos. Otras brechas se componen de vulcanoclastos en una matriz areno-arcillosa rojiza de grauvasca tuffítica y arcilla, con huellas de meteorización primaria; muy similar a las abundantes en el Miembro Río Rancho. En los clastos y bloques compuestos por areniscas margosas (Figura 39) se

³⁵ Paraconglomerado (Pettijohn, 1957).

observan grietas de centímetros a milímetros, rellenas de la arcilla roja de la matriz, que sugiere un flujo intersticial hidroplástico en estado de prediagénesis.

Los intervalos de brechas con sus contactos laterales con fases de bloques, se pueden interpretar como flujos de detritos (Bettelli y Panini, 2011), que yacen sobre y a la vez se cubren, de avalanchas submarinas de olistolitos de capas rotas (fragmentación y deslizamiento gravitacional; Abbate *et al.* 1981).



Figura.38. Fase de brechas que forma parte del soporte de la olistostroma. Clasto blando de arenisca margosa (bajo el martillo) y otros clastos sedimentarios y clastos duros de pórfidos, silicitas y areniscas sustentados por una matriz rojiza areno arcillosa de grauvaca tobácea sin estructura. (Foto de L. Bernal IGP La Habana).

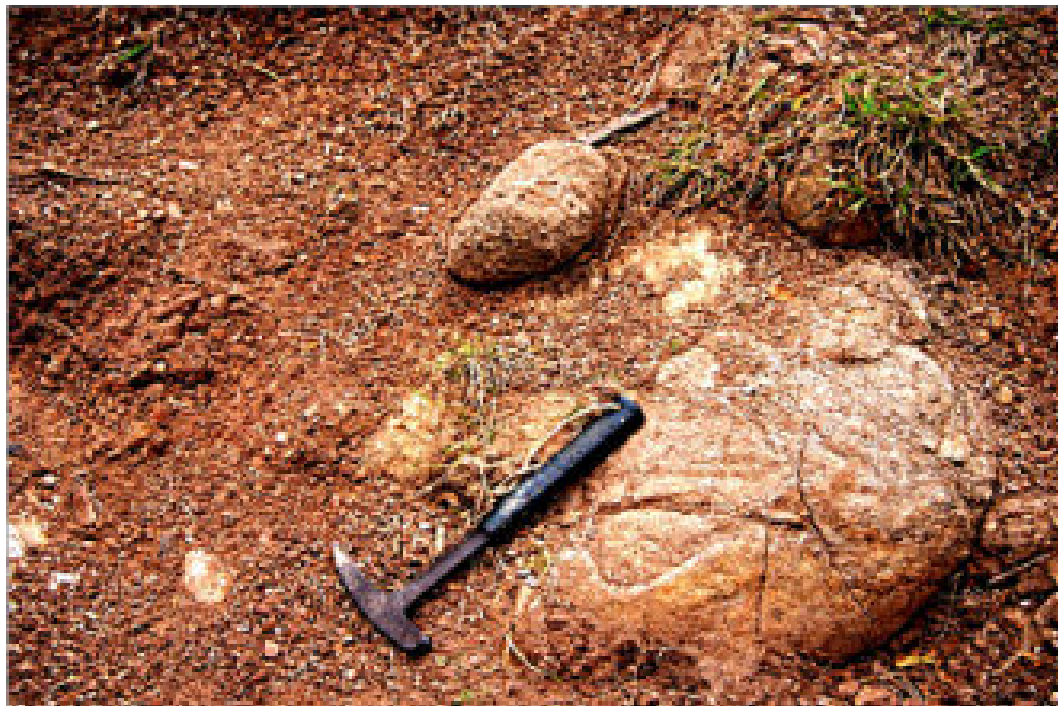


Figura.39. Olistolito de areniscas margosas que muestra una exfoliación concéntrica característica en matriz arcillosa de toba redepositada (Foto de L. Bernal IGP La Habana).

En los conglomerados polimícticos se encuentran rodados de lavas de basalto y andesitas, cuarcitas micáceas, chert, serpentinitas, gneis y otras metamorfitas diversas; calizas (brechosas, biohémicas, marmorizadas); en general gran variedad mayoritaria de rocas ígneas, metamórficas o sedimentarias pueden encontrarse en ese depósito.

Los guijarros de vulcanitas, muestran huellas de gran pulimento y rodamiento perfecto y por su aspecto, a veces son absolutamente semejantes a los guijarros fluviales sostenidos por una matriz arenosa, que podrían verse en cualquier valle fluvial.

Como los conglomerados abundan en El Calabozo; si fueran considerados en afloramientos aislados; sugerirían un ambiente muy poco profundo, subaéreo, litoral, incluso, fluvial. Sin embargo, la matriz arenosa de sostén o cemento contiene microfauna paleocénica planctónica coherente y, por tanto, constituyen material retransportado por flujos de detritos. Al examinar con cierto detalle estos cuerpos de conglomerados se hace claro que ellos forman parte de la “fase de soporte” de clastos mayores y olistolitos grandes. De modo que su aspecto somero puede conducir a interpretaciones erróneas, ya que el rodamiento de los fragmentos en general tiene una expresión de lo más caótica; pues clastos de idéntica composición se encuentran como guijarros pulidos en unos sitios y brechas y bloques métricos en otros.

Areniscas.

Secciones de areniscas irregulares de capas masivas, yacen en la olistostromas sin continuidad lateral significativa. Consisten de flysch con espesor métrico a decámetros (80-100 m). Observados por el rumbo se acuñan con una estratificación prácticamente borrada en cuerpos rotos (slump-fold), encerrados en una matriz autóctona. Con estratificación o masivos, consisten de areniscas tufíticas (tobitas); lutitas margosas o arcillosas de grano muy fino, calizas arenosas vulcanomícticas, margas impuras y grauvacas gravelíticas, a veces toscamente graduadas, compuestas de toda la trama que integra la fase de mayores dimensiones de clastos y bloques.

Estas secciones de flysch con un acuñamiento lateral muy rápido, no pueden cartografiarse a escalas medias ni separarse del cuerpo principal de la olistostroma como unidades independientes. Se estiman como un 10-20% de su espesor total. Son rasgos distintivos en comparación con el Miembro Río Rancho; donde la misma falta de estructura sedimentaria ordenada es, por si, una especie de uniformidad.

Olistolitos volcánicos

Los clastos y bloques de rocas volcánicas resultan los más llamativos del conjunto, aunque los más voluminosos son más bien escasos. Durante 1973 un olistolito de lava basáltica de aproximadamente 20 × 3 m se observó muy próximo al caserío de El Guayabo, con huellas de haberse utilizado para extraer material de construcción. En visitas posteriores no ha sido posible relocalizar dicho bloque.

En general los bloques de basalto y composiciones afines reposan sobre variados sustentos. Entre ellos conglomerados de clastos de vulcanitas; de rareza con clastos de igneos plutónicos ácidos y gneises cuarzo-mica – granate, aún más escasos. Con frecuencia se ven descansando sobre grandes olistolitos de calizas (Figura 40). Cuando se encuentran situados sobre matriz arcillosa, suelen presentar indicios de giro discreto o estructuras de carga, pero siempre se han observado descansando sobre su eje largo; hecho que si no tiene excepciones da materia para pensar.

Las dimensiones acostumbradas se encuentran entre 5-6 metros por su eje largo y algo más de un 1 m de espesor. Con excepciones contadas pueden alcanzar 20 m por su eje largo. Sin embargo, los olistolitos mayores, con excepción deca métricos, casi siempre de basaltos oxidados, se restringen a la parte superior de los afloramientos de la olistostroma, es decir, al relieve actual. Esta reiteración de posiciones es posible que se deba a organización estratigráfica en la que los elementos de mayor tamaño se concentran en los niveles superiores de la Formación. Al recurrir a los datos de un pozo citado en párrafos anteriores, la documentación registra bloques submétricos de vulcanitas, calizas, brechas y conglomerados, inmersos en una matriz de mayoría masiva de tipo flysch. Sin embargo, no se registran bloques volcánicos de gran tamaño comparables a los observados en superficie y el sondeo parece indicar una disminución progresiva del tamaño de grano con la profundidad, en una transición continua, desde brechas hacia areniscas conglomeráticas con clastos gruesos, seguidas por areniscas de grano grueso con conglomerado fino, y finalmente hacia matrices arcilloso-aleuríticas. En conjunto, más afín a un sistema tipo

wildflysch, caracterizado por una estratificación masiva, errática o ausente. Aunque la información disponible es limitada, su integración con las observaciones de superficie permite plantear un modelo interpretativo coherente para el conjunto. El pozo parece atravesar el contacto entre una facies gruesa (El Calabozo) y una facies más fina (Río Rancho), en un corte de posición normal. En ella los materiales más gruesos corresponden a los niveles superiores.

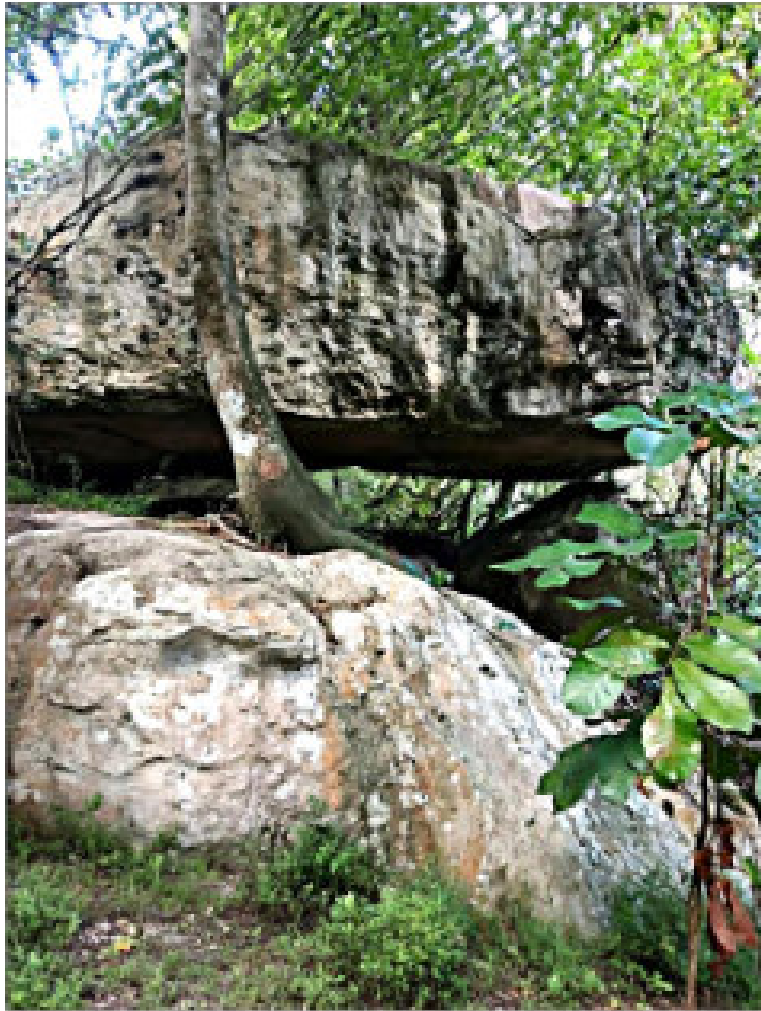


Figura 40. Olistolito de basalto apoyado sobre un olistolito de caliza de la Formación San Sebastián (parte inferior). El contraste litológico evidencian procesos de transporte gravitacional y emplazamiento caótico dentro de la olistostroma. Foto de H. A. Ungo. 2025.

Bajo esas condiciones de composición se puede considerar dos modelos principales. 1-Acumulación progresiva mediante la superposición de facies de abanico (Bouma *et al.* 1985), flujos de detritos y corrientes de arena, posteriormente cubiertas por avalanchas de colapso de alta densidad, posiblemente canalizadas, lo que permite interpretarlas como depósitos de tipo megabrecha (Bouma, 1987). 2-Formación de una estratificación inversa asociada a uno o varios eventos sísmicos de intensidad creciente. En este caso, los olistolitos de mayores dimensiones habrían sido incorporados en las fases finales del proceso, como resultado del desmantelamiento de escarpes litorales³⁶ abruptos con pendiente hacia el interior de la cuenca, dando lugar a cuerpos que pueden asimilarse a “gleitklippen” o “klippes sédimentaires³⁷”.

³⁶ The occasional occurrence of *Alveolinella* within boulders of the Lime gravels points to an exposure of older consolidated Cretaceous deposit. This wide apron of sediments was evidently deposited upon an oscillating though generally subsiding sea bottom, judging from the succession of alternating coarse and fine deposits within it and its great thickness. The youngest of the Upper Cretaceous series, the Big boulder beds, with its abundant large boulder content, indicates proximity to a land mass of considerable elevation. The gradation to barren and local shales, sandstones, and conglomerates in the western part of the area has already been mentioned. The only explanation for this change that is offered is that extensive deltaic conditions may have prevailed in the western part and that these conditions were unfavorable to marine life. Drainage courses, however, on a scale to produce delta deposits of the magnitude of El Cano formation, are difficult to picture on a terrane corresponding in dimensions to the present outline of Cuba. (Palmer, 1934).

Un rasgo adicional de interés es que la mayor parte de los olistolitos volcánicos de tamaño métrico o superior observados en superficie reposan sobre conglomerados compuestos mayoritariamente por clastos bien pulidos. Dado que la erosión ha dejado expuestos estos bloques en el nivel actual, es razonable inferir que originalmente estuvieron incluidos dentro de este cuerpo conglomerático, en una disposición clasto-soportada.

Este nivel de soporte se presenta, en los afloramientos disponibles, en contacto aparentemente neto sobre areniscas que contienen cuerpos de brechas con clastos volcánicos angulosos y olistolitos de areniscas deformadas en estado de preconsolidación (slumping). Esta relación sugiere la existencia de al menos dos fases de transporte en masa, probablemente asociadas a eventos de distinta intensidad pero próximos en el tiempo, aunque la limitada calidad de los afloramientos impide una resolución más precisa.

Olistolitos calcáreos.

En este grupo se encuentran los derivados de las Formaciones San Juan (Maastrichtiano) y San Sebastian (Paleoceno) de plataforma carbonatada somera (Figura 41). A partir de la sección estratigráfica conocida, estas unidades formaron el zócalo de la olistostroma (hypo-olistolitos; *in litt.* Marchetti, 1957, f. Hoedemaeker, 1973).

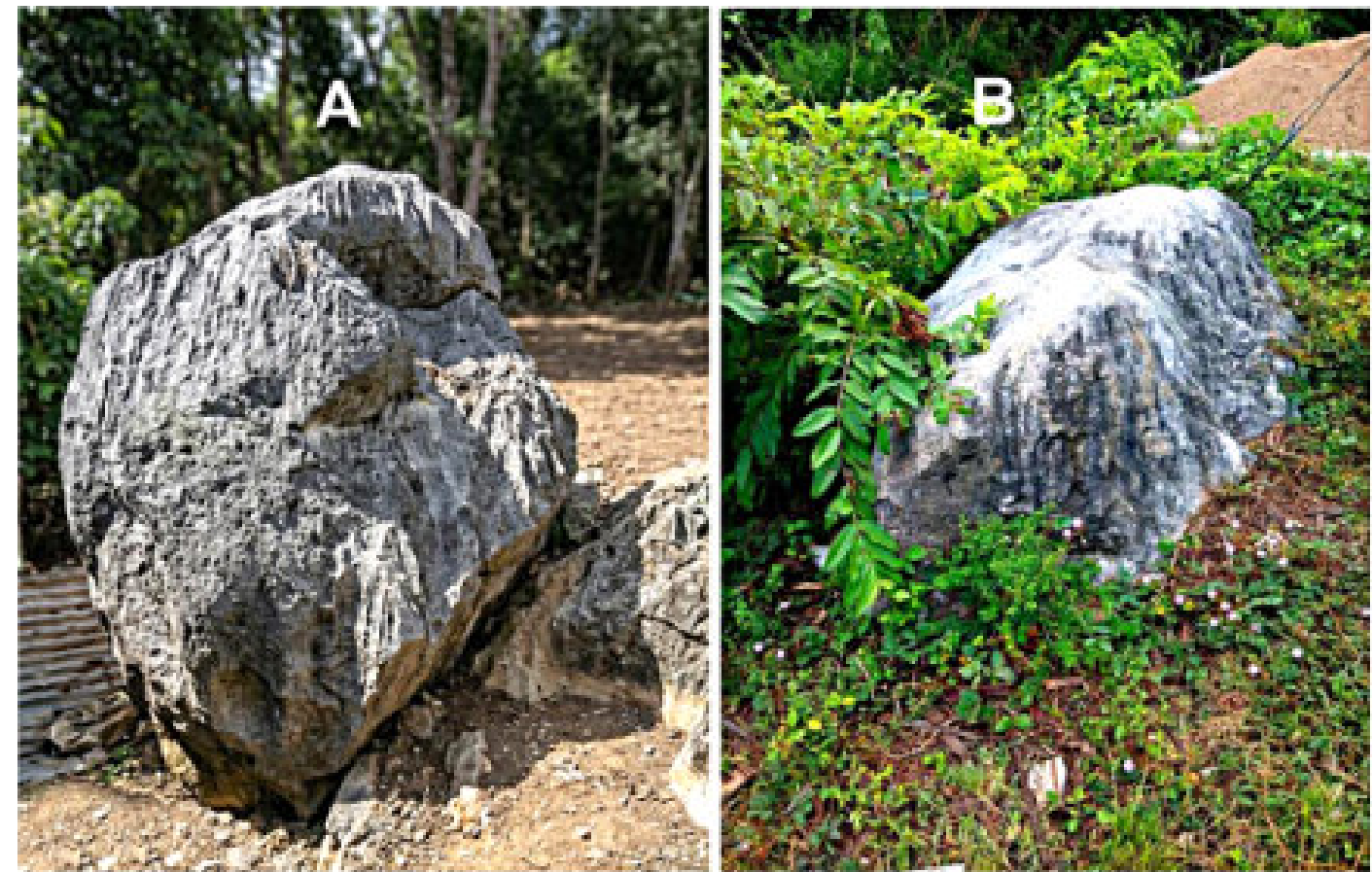


Figura 41A. Olistolitos de El Calabozo. (A) Caliza de San Sebastián, de dimensiones métricas, con morfología irregular y superficies angulosas que sugieren fracturación disolución carstica y escaso retrabajo. (B) Olistolito de caliza de San Juan, igualmente de tamaño métrico, con contornos más suavizados y evidencias de alteración superficial, parcialmente cubierto por vegetación. Ambos bloques ilustran la diversidad litológica y morfológica de los olistolitos calcáreos incorporados a la olistostroma, reflejando distintos grados de transporte, abrasión y exposición subaérea posterior. Foto de H. A. Ungo. 2025.

³⁷ Greitklippen o Klippes sedimentaires: “can be defined as indurated exotic rock slabs that have slipped into the adjacent basin after their detachment from coastal or submarine cliffs; they were emplaced during the depositional phase in the development of the basin”. (Hoedemaeker, 1973).

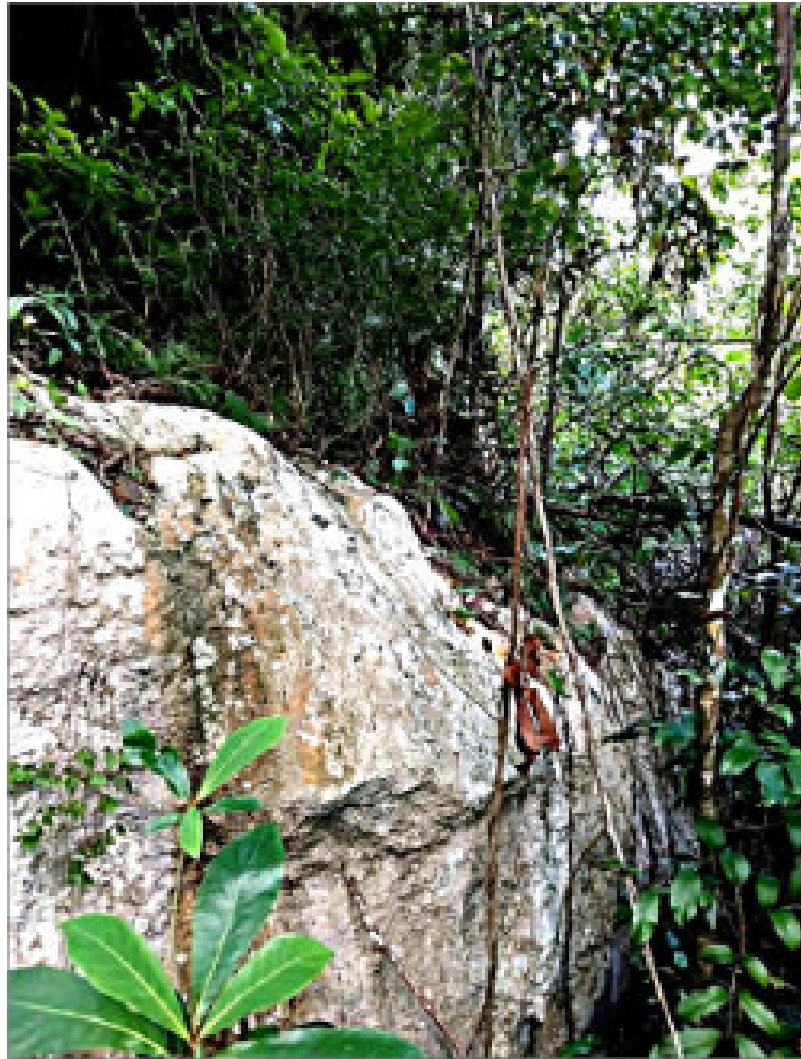


Figura 41B. Gran olistolito de caliza de la Fm. San Sebastián en el Miembro El Calabozo. Este bloque alcanza más de 20 m por su eje largo y hasta tres metros de espesor. Como otros muchos olistolitos en esta región se encuentra cubierto por espesa vegetación. Según residentes, resulta del abandono de terrenos con abundante concentración de bloques que los hacen inadecuados para la agricultura o construcción de viviendas. Foto de H. A. Ungo. 2025).

El contacto primario entre estas dos unidades sugiere precisamente la estrecha proximidad de ellos y sus productos clásticos con desplazamiento muy moderado, incluso prácticamente *in situ*.

Los olistolitos de la Fm. San Sebastián, que son los de mayores dimensiones, se asocian al Miembro Río Rancho en el orden de decámetros (Figura 18) a 5 m, pocas veces hasta 1 m. En el Miembro El Calabozo de rareza alcanzan estas dimensiones y mucho más corrientes son los bloques rotados de decímetros hasta 1.5 m; pocas veces algo mayores.

En este caso es común observar huellas de carga y rotación de los olistolitos sobre y dentro de la matriz, incluso con huellas de fricción. La distancia que los separa se puede apreciar en la superficie que cambia considerablemente por el rumbo de la olistostroma. En perfiles comunes pueden distar sobre unos cientos de metros. Pero en la parte central de los afloramientos del Miembro El Calabozo; hacia la localidad de los principales afloramientos de la Fm. San Sebastian, pueden observarse agrupados a escasa distancia de separación hasta locales agrupaciones de bloques con escasa matriz. No obstante, en ambos casos, el tamaño disminuye hacia el Sur; algo que parece totalmente coherente con la posición estratigráfica y espacial de los afloramientos *in situ* de San Juan y San Sebastian.

Sin embargo, de forma análoga al caso de los olistolitos volcánicos, no se han destacado bloques de gran tamaño cortados por el pozo 21 relativamente próximo; lo que de nuevo sugiere la opción de los desprendimientos

episódicos de ladera como mecanismo más apropiado para explicar este comportamiento en la distribución de los olistolitos. Acantilados emergidos y rupturas de pendiente submarinas; limitadas por fallas activas.

Olistolitos blandos y de capas deformadas.

Secciones separadas de un cuerpo principal durante el deslizamiento forman brechas autoclásticas en estado prelitificado) (**Figura 42**). Estos olistolitos consisten en secciones estratificadas de flysch calcáreo-margoso deformadas en estado plástico, que se deslizan plegándose o fragmentándose dentro de la masa de la olistostroma.

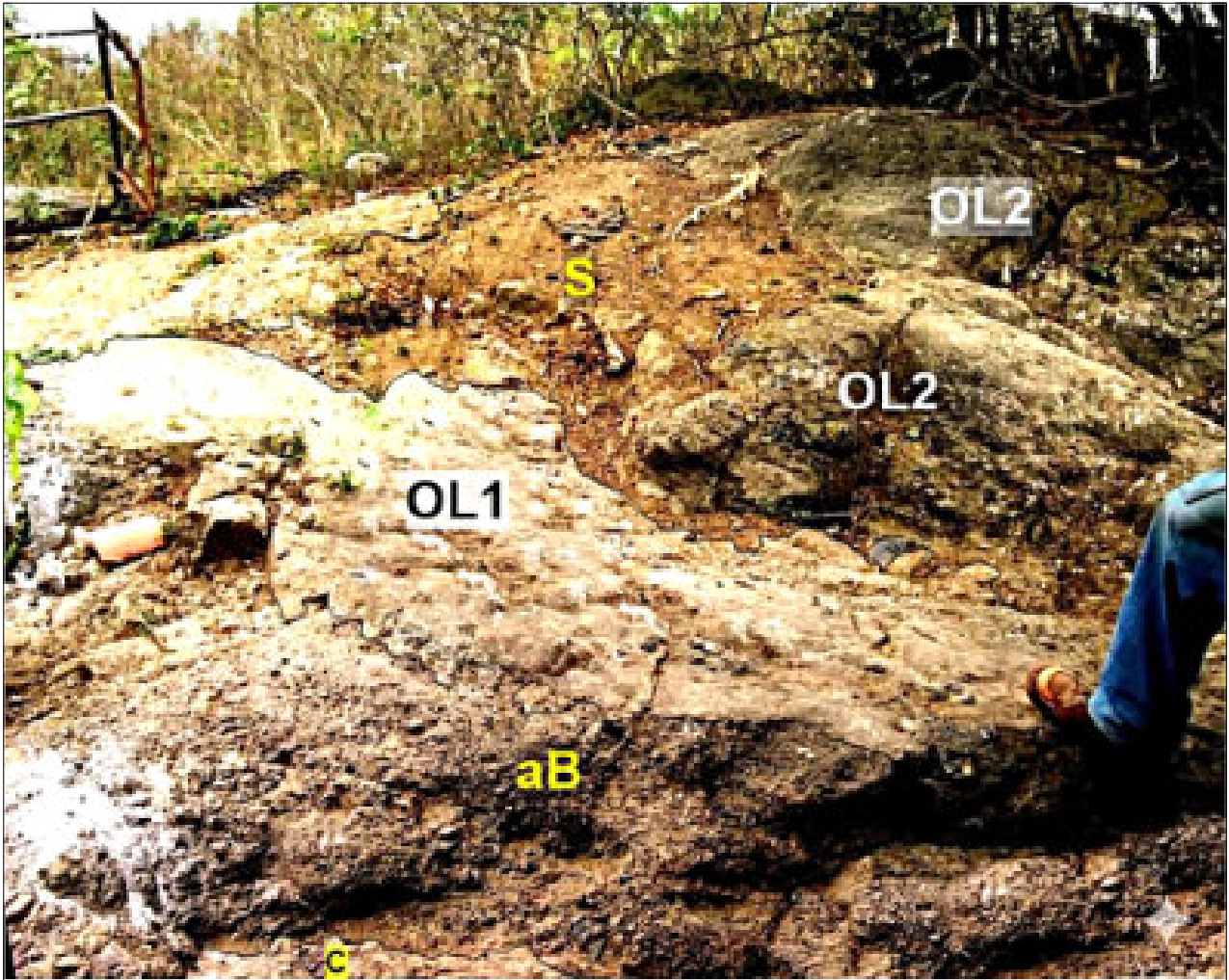


Figura.42. Relaciones complejas entre las fases de soporte y los olistolitos en un afloramiento típico del Miembro El Calabozo. OL1: Cuerpos de areniscas masivas, con cemento margoso que aglutina clastos finos de vulcanitas, calizas rosáceas, granitoides y mica blanca. OL2: Areniscas margosa masiva vulcanoclástica, conglomerática con cemento arcilloso. S: Matriz masiva areno-arcillosa de grano fino con clastos de las areniscas y de pórfidos. aB: Matriz de brecha vulcanomictica con clastos de lavas. C: Areniscas margosas en el yacente de la brechas. Escala apreciable en la foto. (Foto L. Bernal, IGP, La Habana).

Se componen de margas hemipelágicas y areniscas arcillosas depositadas durante breves periodos de estabilidad, destruidos por slumping cuando las capas aún se encontraban poco consolidadas. Las areniscas asociadas son litoclásticas, con cemento calcáreo-margoso que aglutina granos finos de vulcanitas, calizas blancas y rosáceas, rocas ácidas (granitoides) y micas blancas, muy similares a las del flysch de la Fm. La Majagua. Excepcionalmente, los clastos blandos alcanzan tamaños decimétricos a métricos; en tales casos pueden considerarse olistolitos autóctonos (autoclásticos) o idiolistolitos (Borello, 1970, fide Hoedemaeker, 1973; Hoedemaeker, *ibid.*). Una vez redepositados, se presentan como masas englobadas en la matriz. Este mecanismo puede explicar el origen tanto de los “clastos blandos” como de bloques de mayor tamaño que constituyen olistolitos blandos, así como de capas deformadas que se deslizan, plegándose o fragmentándose dentro de la masa de la olistostroma.

Olistolitos de serpentinita.

Las serpentinitas detríticas y los olistolitos y “olistoplasas” (olistolitos coherentes; láminas de deslizamiento, etc.) de serpentinitas es uno de los temas focales de la geología cubana. La dirección de donde provienen, desde sus afloramientos primarios, tanto como finos detritos, grandes enclaves métricos o decamétricos y hasta varios kilómetros, incluso unidades de nappe, es un problema no resuelto que enfrenta los criterios de muchos.

La primera mención de serpentinitas detríticas en Cuba pertenece a Lewis (1932)³⁸. Serpentinitas detríticas (sensu Lockwood, 1971; Macdonald *et al.* 2005) también se reportan en la Depresión de San Diego (Álvarez-Sánchez (1974) y en el Valle de Pons, de la parte central de la Sierra de Los Órganos³⁹ (Álvarez-Sánchez, 1981; 1984 bc). Otros reportes de serpentinitas detríticas en Cuba se deben a Cobiella-Reguera (1978) e Iturralde-Vinent (1994). Las serpentinitas en la DSE, aparece primero en la base de la sección superior de la Fm. Río Feo, como clastos pequeños del tipo cizallado (Coleman, 1971). Fuertemente alteradas, los fragmentos de desmenuzaban a la más leve presión.

A partir del complicado contacto de Río Feo con las olistostromas, donde se observa un mélange sedimentario, un kilómetro al Sur, aparecen cuerpos mayores. El más convincente en la localidad de Cayo de Las Varas, extendido E-W por unos cientos de metros al sur del antiguo terraplén El Guayabo-San Juan y Martínez.

Al NNW de San Juan Martínez, el Mapa Tectónico de Cuba a escala 1: 1'250,000 (Pusharowski, *et al.* 1965), señala un cuerpo de serpentinitas asociado a la Falla Pinar que según la escala debe alcanzar más de un kilómetro por su eje. Sin discutir los requerimientos de la representación a escala de cualquier cuerpo geológico; puedo indicar que tales dimensiones son erróneas y es falsa la asociación de control con la Falla Pinar, aunque el cuerpo es real. Esta es una situación similar a la de los olistolitos de serpentinitas en la Sierra de los Órganos, señalados como “trazas de fallas” por la escuela de los “verticalistas” soviéticos de la década de los 60. Incluso, en los mapas geológicos oficiales de mayor actualidad y escala más grande, estas serpentinitas han desaparecido (Mapas de Cuba de 1985; 1988).

El problema principal en lo concerniente a las serpentinitas en la DSE en el nivel de los conocimientos actuales, se circunscribe, en mi opinión, a la procedencia de estos cuerpos que también se encuentran en los mélanges de la Fm. Manacas de la Sierra de Los Órganos, de la misma edad que El Calabozo. La aclaración e incluso la discusión de esta cuestión, sin que sea necesario llegar a una solución definitiva, creo que puede conducir a cambios en los conceptos “supermovilistas” algunos bastante artificiosos, patrocinados en la literatura posterior a mi trabajo.

Es bastante probable, de acuerdo a los datos de perforación profunda, la geofísica regional que se viene acumulando desde la década de los 40tas y otros trabajos más recientes (p.e. Bovenko *et al.* 1978; Bush y Sherbacova, 1986; Cotilla Rodríguez, 1998; Cotilla Rodríguez, 1999; Cruz Toledo *et al.*, 2007; Sánchez Alarcón y Prol Betancourt, 2003;) se pueda demostrar que los desplazamientos de nappes, la formación de las olistotromas y el metamorfismo de unidades mayores del dominio paleogeográfico de Cuba occidental; ha ocurrido en un espacio mucho menor y con mucho menos desplazamientos reales, al contrario de como creen muchos escritores (Cobiella, 2008; García-Casco, Iturralde-Vinent and Pindell, 2008; Iturralde-Vinent, 2011, 2012 y otros).

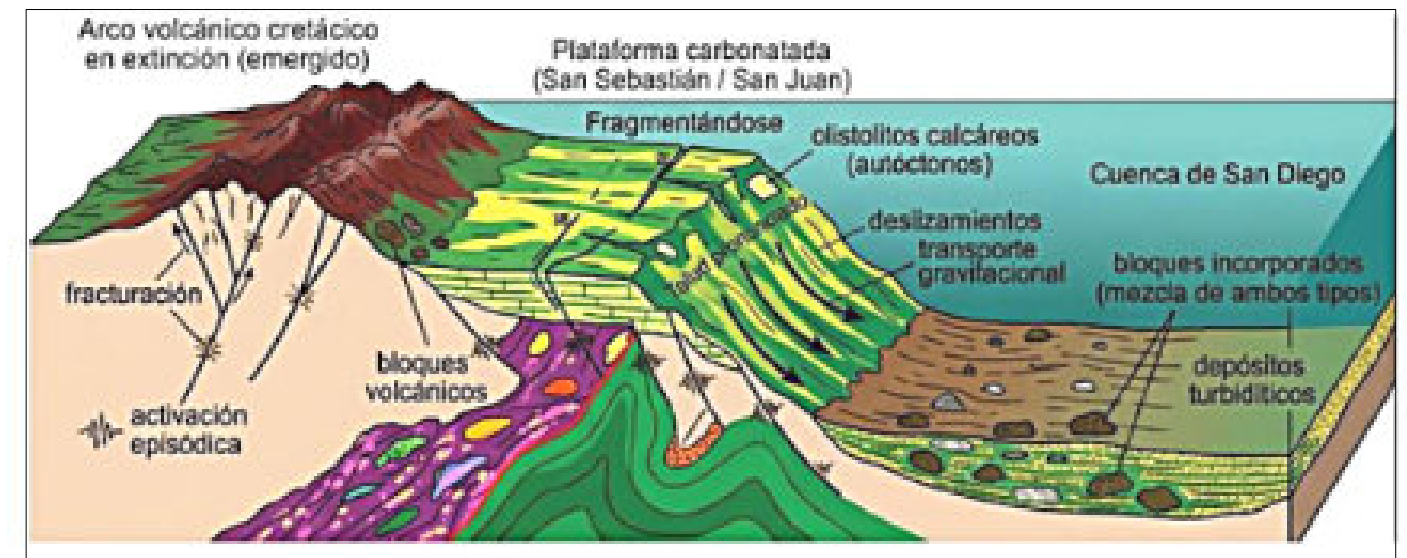
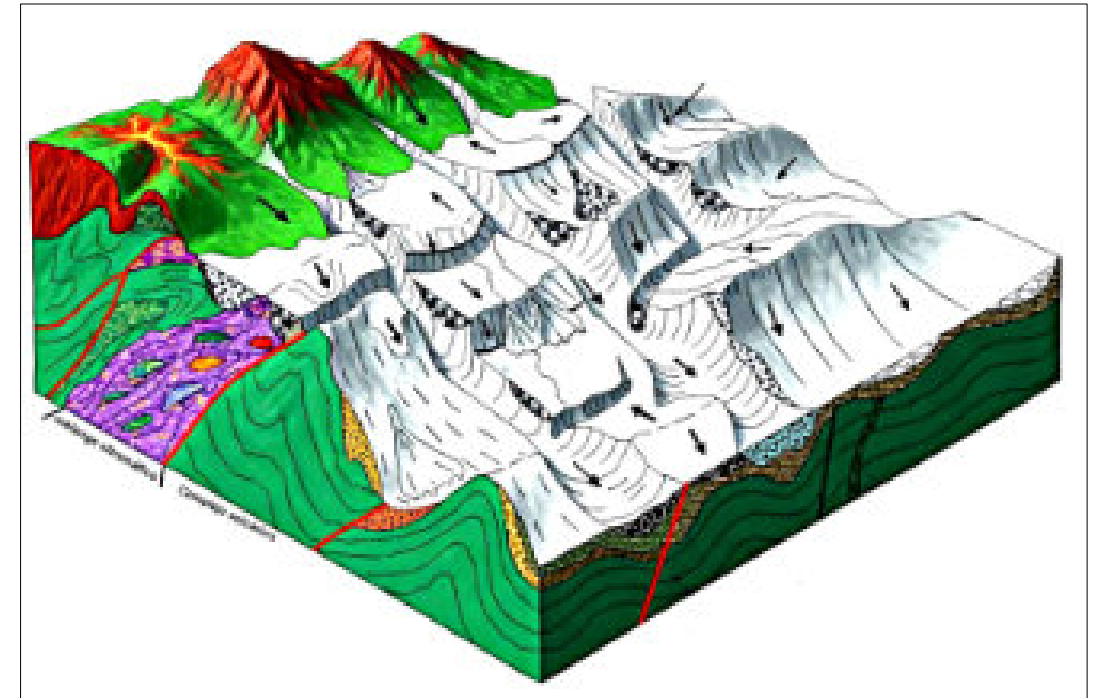
Modelo deposicional y control tectónico de la Formación El Guayabo

La Formación El Guayabo representa el relleno sinorogénico de una cuenca inestable, desarrollado durante el Paleoceno en un contexto de margen tectónicamente activo, caracterizado por fuertes movimientos verticales y elevada sismicidad. Su organización interna, dominada por una estructura tipo block-in-matrix, refleja la superposición de procesos gravitacionales de distinta naturaleza, que actuaron de manera episódica y con intensidades variables. El modelo deposicional corresponde a un sistema de talud-cuenca, alimentado desde un margen próximo, abrupto e inestable, donde afloraban secuencias volcánicas de arco y unidades sedimentarias

³⁸ However, there is a large percentage of serpentinitic material in some of the occurrences in Havana Province. One of these, encountered in a well, consists of recondensed water-lain clastic serpentine which would be considered a serpentine sill were it not for the presence of numerous well preserved foraminifers (Lewis, 1932).

³⁹ Las observaciones respecto a material detrítico derivado de las serpentinitas y distinguidas del resto de las serpentinitas masivas y foliadas, formando parte del corte de la Formación Manacas (Paleoceno-Eoceno Inferior); fue mencionada primero por Hatten (Hatten, 1957, epigrapher 4.109021).

previamente depositadas. La transición regional desde el flysch profundo de la Fm. Río Feo hasta ambientes someros carbonatados (San Juan–San Sebastián), seguida por la instauración súbita de la olistostroma, indica un cambio brusco en las condiciones tectónicas de la fuente de los sedimentos, interpretado como el inicio de una fase de inestabilidad generalizada del margen. En este contexto, la sedimentación de El Guayabo, se produce mediante la interacción de tres procesos principales: (1) avalanchas submarinas de gran escala, responsables del transporte de olistolitos métricos a decamétricos; (2) flujos de detritos de alta densidad, que generan brechas y conglomerados masivos, con escasa o nula selección; y (3) corrientes de turbidez y flujos granulares, que originan intercalaciones de flysch, generalmente masivas o débilmente estructuradas. La alternancia de estos mecanismos da lugar a una olistostroma policomponente, donde las facies se disponen de forma caótica y con transiciones laterales extremadamente rápidas.



Lamina.2.Aspectos intuitivos de la estructura del medio sedimentario en un momento del Cretácico Superior durante la sedimentación de las Formaciones Río Feo-El Guayabo. El relieve submarino se compone de cañones, valles, terrazas, taludes y acantilados. La tierra emergida presenta un relieve montañoso y volcánico característico de un eugeosinclinal.

Durante la sedimentación de la Formación el Guayabo a la formación de las olistostromas se hace dependiente en gran medida de la actividad sísmica de las fallas. Los olistolitos volcánicos se mezclan con los provenientes de las unidades calcáreas. Ambos se presentan en capas alternas algunas solo como wildflysch sin bloques mayores.

El Miembro Río Rancho registra las fases iniciales de esta inestabilidad, con predominio de matrices vulcanoclásticas finas, abundantes rip-up clasts y bloques derivados directamente del sustrato inmediato (Fm. San Sebastián), lo que sugiere procesos de erosión y remoción local asociados a descargas gravitacionales súbitas. La coloración rojiza generalizada de la matriz indica que los materiales fueron incorporados **ya en estado de alteración**, lo que implica la existencia de áreas fuente subaéreas expuestas y meteorizadas, enriquecidas en saprolitas ferrosas vinculadas a un arco volcánico activo pero fenesciente.

El Miembro El Calabozo representa una intensificación del sistema, con incremento del tamaño de los olistolitos y mayor complejidad en las fases de soporte. La abundancia de brechas, conglomerados polimícticos y fanglomerados, junto con la frecuente presencia de flujos de detritos, indica condiciones de transporte más energéticas y posiblemente más canalizadas, compatibles con sistemas de cañones submarinos activos.

Las evidencias del funcionamiento de los cañones se pueden apreciar en la conducta de los cambios laterales faciales a lo largo de la cuenca. El biohermo de San Juan y Martínez se interrumpe en agrupaciones aisladas de rumbo E-W separados por espacios de rellenados con litofacies terrígenas. Las olistostromas se sustituyen lateralmente por ese mismo rumbo con cambios laterales donde se sustituyen por litofacies finas. Los bloques, clastos y cuerpos de serpentinitas se sitúan hacia el meridiano del Río Feo, donde en este lugar se ha producido una avalancha que ha destruido la parte superior de la Fm Río Feo formando una mezcla adicional con bloques de San Juan y M y San Sebastián y no se han observado en otras partes por el rumbo E-W. Prolongando la línea de este accidente hacia el Sur, coincide con el elevado de La Coloma, que consiste de un pedestal en forma de ovalo flanqueado por dos fallas de empuje.

La presencia de grandes cuerpos con rip-up clasts y depósitos masivos sugiere eventos de alta densidad y corta duración, probablemente **desencadenados por pulsos sísmicos** o por cambios abruptos en la carga sedimentaria. La arquitectura vertical de la unidad sugiere una tendencia general a la disminución del tamaño de grano hacia la base, observada en datos de subsuelo, lo que puede interpretarse como una transición desde facies proximales (dominadas por flujos de detritos y avalanchas) hacia facies más distales de tipo wildflysch. Sin embargo, la aparente concentración de grandes olistolitos en los niveles superiores también puede responder a eventos episódicos de alta magnitud, capaces de incorporar bloques de gran tamaño en etapas tardías del relleno.

El control tectónico es determinante en la Fm. El Guayabo. La inestabilidad tectónica no se restringe a los fondos. El margen emergido está fallado y activo, mostrando el dismantelamiento de acantilados litorales. La ausencia de deformación compresiva significativa en los depósitos, junto con su inclinación regional suave, sugiere que la estructura actual responde más a basculamientos asociados a fallas y deformación del zócalo que a procesos orogénicos posteriores. La recurrencia de depósitos gravitacionales, la mezcla caótica de materiales y la rápida variación lateral de facies son consistentes con un margen sometido a **inestabilidad sísmica frecuente** (Figura 43).

Terremotos sucesivos habrían desencadenado colapsos de talud, dismantelamiento de acantilados litorales y generación de flujos de masa de distinta magnitud. En conjunto, la Formación El Guayabo puede interpretarse como el registro de un sistema de talud-cuenca dominado por procesos gravitacionales en un margen activo, donde la interacción entre tectónica, sedimentación y dinámica de talud produjo una olistostroma compleja, de carácter policomponente, que documenta una fase crítica en la evolución geodinámica de la DSE. Las deformaciones tangenciales muy moderadas que existen en este medio y las huellas de repetidos eventos súbitos, seguidos por periodos cortos de estabilidad, registrados con mucha claridad, favorecen de forma concluyente la influencia periódica de actividad sísmica que actúa sobre una cuenca de estructura fragmentada y compleja. (Álvarez Sánchez, 1974).

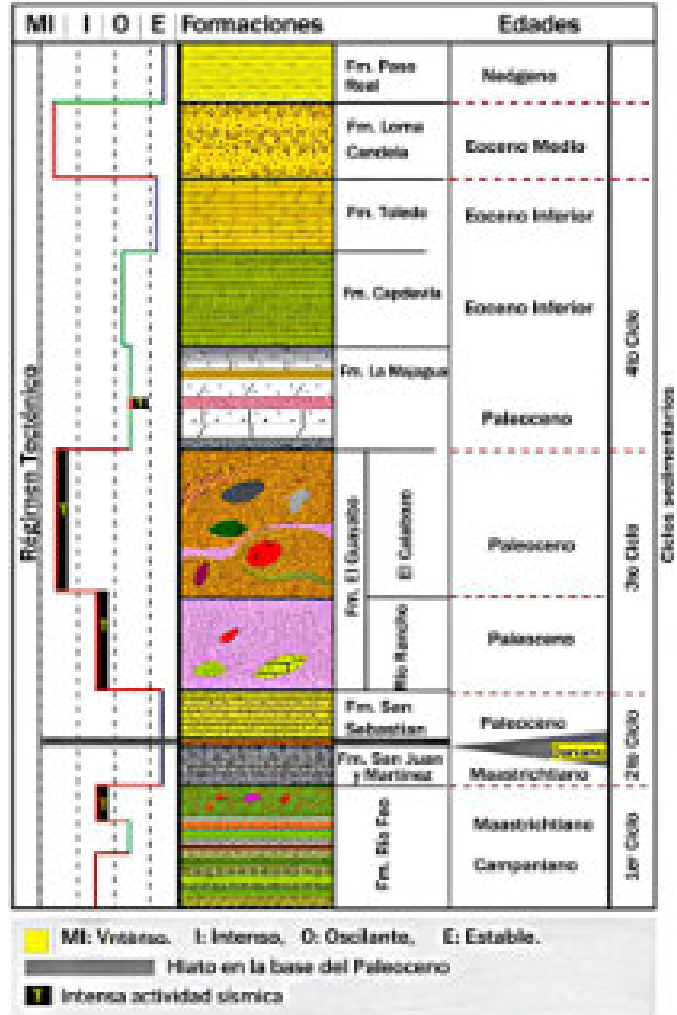


Figura.43. Columna tectono-estratigráfica y cronoestratigráfica de la Depresión de San Diego. La columna de la izquierda ilustra el Régimen Tectónico, detallando los periodos de estabilidad (E, línea azul), oscilación (O, línea verde), e intensidad (I, línea roja) con episodios de Intensa actividad sísmica marcados con un recuadro negro y una "T". La columna central muestra la litología y subdivisión litoestratigráfica en Formaciones y miembros, incluyendo un hiato regional de base en el Paleoceno (marcado con una barra horizontal gris y un pequeño recuadro amarillo para el "Daniano"). Las columnas de la derecha definen las Edades cronoestratigráficas, desde el Cretácico Superior (Campaniano-Maastrichtiano) hasta el Neógeno, y su correlación con cuatro ciclos sedimentarios. Los patrones de color y simbología en la columna de Formaciones representan diferentes facies y litologías. La leyenda inferior aclara los términos y abreviaturas clave. (Álvarez Sánchez, 1974).

4.7. Formación La Majagua.

Autor. Humberto Álvarez-Sánchez, 1974.

Descripción original.

Álvarez Sánchez, H., 1974, *Estratigrafía de la parte Occidental de la llanura costera y piedemonte de la Provincia de Pinar del Río. Cuba. Arch. Inst. de Hidroec. P. del Río, 49 págs. 17 figs. 1 map. (Inédito).*

Definición de la Formación La Majagua. Historia.

El nombre Formación La Majagua fue propuesto por Álvarez-Sánchez (1974) para designar una sección de composición predominantemente calcárea, situada por encima de la Formación El Guayabo, en la que se intercalan

algunos horizontes⁴⁰ de olistostromas dentro de potentes secuencias de flysch normal. Sus características litológicas, particularmente distintivas, se mantienen con escasas variaciones a lo largo de grandes distancias, lo que permite diferenciarla sin dificultad de la suprayacente Formación Capdevila, de la cual se considera derivada.

Con anterioridad, se había extendido el uso de la Formación Capdevila a gran parte de la Depresión de San Diego (Butticaz, 1946⁴¹). Hasta la actualidad, esta unidad, junto con la Formación San Juan (Herrera, 1961), aparece representada en extensas áreas de los mapas geológicos oficiales del occidente de Cuba. No obstante, aunque la construcción estratigráfica de una región es necesariamente un proceso acumulativo en el que intervienen distintos cartógrafos, el avance del conocimiento exige reconocer y precisar las diferencias reales entre tramos litológicos que reflejan distintos mecanismos y ambientes de sedimentación. En este sentido, el estudio detallado de la Formación Capdevila ha puesto de manifiesto una notable heterogeneidad composicional, con múltiples variantes faciales indicativas de diferencias entre las cuencas.

La Formación Capdevila es una unidad clásica de la estratigrafía cubana desde la descripción inicial de Palmer (1934), de las areniscas y lutitas afloradas en la carretera General Machado, entre Capdevila y Vento en la provincia de La Habana⁴². Más tarde Palmer (1945) formalizó Capdevila⁴³, asignándole edad paleocena y situándola por debajo de la Formación Universidad (Bermúdez, 1937) y por encima de la Formación Habana del Cretácico Superior. Desde entonces, la Formación Capdevila ha mantenido una posición estable dentro del esquema estratigráfico de Cuba. Bermúdez (1950, 1961) amplió su distribución al documentar afloramientos en diversas localidades de la provincia de Pinar del Río, donde la ubica bajo la Formación Universidad (Eoceno Inferior) y sobre la Formación Madruga del Paleoceno (Lewis, 1932).

En un destacado estudio litoestratigráfico de los alrededores de La Habana, Brönnimann y Rigassi (1963) subdividieron la Formación Capdevila en cuatro unidades litológicas. La localidad tipo fue asignada a la Unidad II, compuesta por grauvacas, limolitas, lutitas limosas, conglomerados finos y areniscas con concreciones, de coloración general marrón amarillenta a marrón anaranjada, y caracterizada por una microfauna típica que incluye *Globorotalia broedermanni* Cushman y Bermúdez, *Globorotalia pseudoscitula* Glaessner y *Globorotalia aragonensis* Nuttall. Cada una de estas unidades es distinguible tanto de la formación subyacente (Alcázar) como de la suprayacente (Universidad), y los propios autores sugieren que podrían ser elevadas a la categoría de miembros o incluso de formaciones independientes⁴⁴.

Pszczółkowski y Albear (*ibid.*) describen la Formación Capdevila al Norte de la Depresión de San Diego, en la vertiente Norte de la Sierra del Rosario, región de Bahía Honda (Figura 44). La sección se compone en general de grauvacas, calcarenitas, lutitas, margas y conglomerados, en secuencias de ritmos areno-lutítico y margo-arenáceo; coronados por calcarenitas a calciruditas grauváquicas masivas o intercaladas con margas.

Los autores citados señalan que en distintas áreas de la región investigada existen diferencias suficientes como para distinguir tres subfacies principales: La subfacies inferior margo-arenosa. La subfacies media areno-conglomerática. La subfacies superior de flysch calcáreo. Estas distinciones litológicas reales se aproximan considerablemente a la división de Brönnimann y Rigassi (*ibid.*).

Mientras, en la Depresión de San Diego, Capdevila descansa exclusivamente sobre formaciones sedimentarias y olistostromas del Paleoceno; en la zona de Bahía Honda descansa transgresivamente, con un conglomerado basal, sobre la Formación Chirino de edad pre-Campaniano, integrada por tobas con diques de pórfidos, lavas basalto-andesíticas y tufitas estratificadas (Pszczółkowski y Albear, *ibid.*). Es decir, una unidad eugeosinclinal.

⁴⁰ Superficie que indica una posición concreta en una sucesión de estratos. (Enciclopedia Universal)..

⁴¹ Buttica (1946 a) cartografía áreas extensas de la Depresión de San Diego, introduce la Formación Capdevila como unidad litoestratigráfica regional y la expande a dilatados espacios de la Depresión de San Diego, incluso hasta el extremo occidental, donde queda cubierta por el mar.

⁴² Localidad tipo. Intersección de las carreteras de Rancho Boyeros y Arroyo Naranjo, en el punto de coordenadas Este 356,130; Norte 358120. Hoja Topográfica La Habana. (Iturralde-Vinent, 2012).

⁴³ The Capdevila formation is a thick series of shales, sandstones, and a few conglomerates which is rather widely distributed in western Habana and eastern Pinar del Río provinces. The Capdevila is folded with the Upper Cretaceous, and in some localities its lithology recalls the Big Boulder bed. Its scanty fauna is confined to Foraminifera and Radiolaria. Some of the Foraminifera are Midway Eocene in age. As pointed out by Brodermann, this is probably a transitional formation. It is well exposed at Capdevila, 10 kilometers south of Habana. (Palmer, 1945).

⁴⁴ Some of each one of these units may be of member or possibly even of formation rank. But because the contacts were not well exposed and the outcrop pattern was inadequate, we were unable to establish definite relationships between them (Brönnimann y Rigassi, 1963; pag. 320).

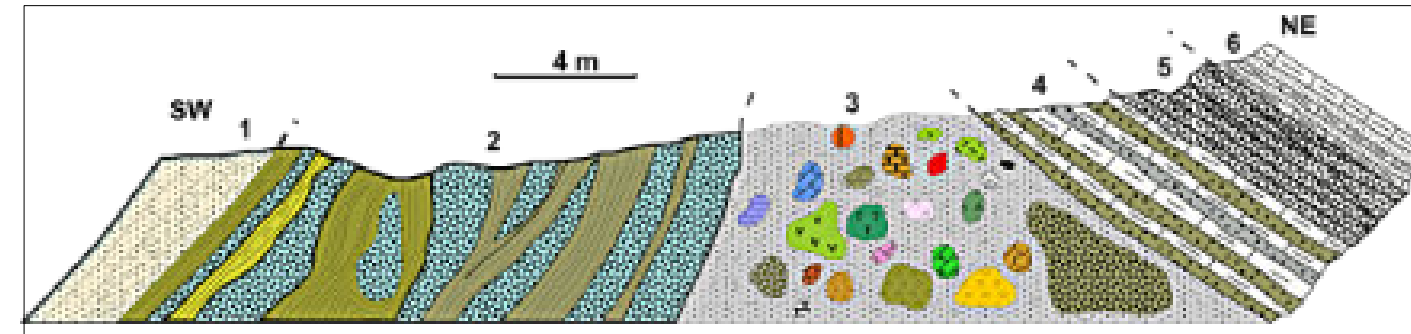


Figura.44. Formación Capdevila de la subfacies margo-arenosa. Carretera de Cayajabos-Las Terrazas a Soroa. 1-Calciruditas a calcarenitas con guijarros volcánicos. 2-Areniscas de grano grueso y lutitas convolutas. 3-Capa caótica con bloques y clastos de areniscas, rocas volcánicas y calizas. 4-Margas blancas con intercalaciones estratificadas de areniscas. 5-Areniscas de grano grueso horizontales y con estratificación cruzada en el tope. 6-Margas blancas y areniscas. Redibujada sobre la Figura 5 de Pszczółkowski y Albear (1982).

La Formación La Majagua comparte algunos rasgos con las unidades I y II de Brönnimann y Rigassi (*ibid.*), así como con las subfacies margo-arenosa (inferior) y de flysch calcáreo (superior) definidas por Pszczółkowski y Albear (1982). Sin embargo, se distingue por una mayor abundancia de calizas, margas y areniscas carbonatadas.

En contraste, en otras áreas cartografiadas más al sur, la Fm. Capdevila se mantuvo sin modificación. En esas secciones asignadas a la Fm. Capdevila, más afines a la Unidad I, aunque sin una equivalencia estricta con ella, los cortes de Capdevila se distinguen por la estratificación más gruesa, falta de estratos calcareos o capas muy finas, estratos de arcilla laminada en la corona de los ritmos de areniscas graduadas de grano grueso, masivas, toscamente graduadas alternando (v. Figura 47).

Diferencias regionales de la Formación Capdevila.

Un breve repaso como el realizado en párrafos anteriores demuestra que la Formación Capdevila ha llegado a un cierto límite de significación práctica, aproximándose a una significación excesiva de su sentido regional útil, tanto desde el punto de vista de la cartografía como de la paleogeografía.

Iturralde-Vinent (2012) se refiere a la Formación como “Capdevila Los Palacios” y “Capdevila La Habana”, sin expresarlo claramente, pero implícito, reconociendo estas diferencias. Ya disponíamos desde mucho antes la división en cuatro unidades de Brönnimann y Rigassi (*ibid.*) y tres facies de Pszczółkowski y Albear, (*ibid.*). Ambos con la clara expresión de la posibilidad de dividir a Capdevila en varias formaciones. De hecho ya se ha realizado un intento al respecto con la diferenciación entre “Formación La Majagua” y “Formación Capdevila” (Álvarez-Sánchez, 1974), en la parte occidental de la Depresión de San Diego.

Existen razones muy convincentes para realizar esta división, varias de las cuales se han explicado arriba. Entre ellas: Diferencias en masa de las secciones que se pueden reconocer en la cartografía, desde el punto de vista de facies y mecanismos de sedimentación. Edades y asociaciones de microfauna propias. Diferencias en el componente clástico y su origen. Por si estas fueran pocas son, por lo menos, suficientes.

Una posibilidad es la elevación del nombre Capdevila a la categoría de Grupo. Otra, nombrar nuevas unidades haciendo que alguna sección pueda conservar el nombre Capdevila *sensu stricto* (e.g. la Unidad II de Brönnimann y Rigassi). En consideración a los hechos ya conocidos de los diferentes grados de heterogeneidad de los cortes, ya establecidos desde fecha muy temprana, la inclusión de la Formación Capdevila en un Grupo Mariel (Formaciones Apolo, Capdevila, La Majagua, Madruga y Mercedes.) (González García, 1985, ined.), me parece poco ventajoso e improcedente, vista la posibilidad de subdividir a Capdevila.

Origen del nombre. Área Tipo. Localidad Tipo. Distribución geográfica

La Majagua es el nombre de un predio al Sur del terraplén El Guayabo- San Juan y Martínez, donde entroncaba un camino entre la localidad Cayo de Las Varas y el poblado de Río Feo en la carretera Panamericana (Figura 45).

Esta era la toponimia en 1974. Hoy esos nombres ya no se encuentran. Para una mejor referencia actual, el Área Tipo debe considerarse la franja extendida entre las localidades La Majagua y Dolores Vega, al NNE de la ciudad de San Juan y Martínez. En este sector se encuentra la Localidad Tipo en el terraplén entre Cayo de las Varas y Río Feo (Figura 34). Como Sección de Referencia excelente, debe observarse el perfil paralelo al anterior, en Dolores Vega y como área geográfica la comprendida entre el Río San Juan y Martínez y el Río Guama. Hacia ambos extremos la Formación se acuña o queda cubierta por la Formación Capdevila. Sin embargo, al parecer, ha sido tocada por los pozos profundos en la región oriental (López Quintero *et al.* 1987) al Este de la región de San Diego de los Baños.

Descripción original en el Estratotipo de Unidad. (Holoestratotipo).

Areniscas.

Las areniscas son dominantes en la sección y su composición cambia desde la base, donde consisten de grauvascas que hacia arriba cambian hacia subgrauvacas hasta arcosas impuras (Figura 46). La estratificación es buena en capas de 5-10 cm a 30-40 cm, raramente masivas; de grano fino a medio pero también grueso, semejantes a brechas de grano fino. La fracción detrítica es de granos angulosos o subredondeados de cuarzo, calizas, feldespato, vulcanitas, granitoides y metamorfitas, cementados por carbonato y ocasionalmente con matriz arcillosa-limosa. A menudo contiene rip-up-clasts de arcilla de color verde. El contenido de moscovita es una característica general y constante para estas areniscas. A veces es tan elevado el porcentaje de lentejuelas de moscovita que permite clasificarlas como "areniscas moscovíticas". En ciertas localidades la trama de fragmentos de las areniscas aparece cementada por una caliza micrítica o intraclastomicrítica, blanca o rosado claro. Las areniscas pueden intercalarse rítmicamente con lutitas arenosas oscuras, areniscas arcillosas friables calizas arenosas, margas o permanecer aisladas en secciones monótonas muy potentes. Con la pérdida de gran parte del componente clástico se convierten en calizas arenosas (Figura 47).

Margas.

Las margas intercaladas son blancas y puras, de color blanco intenso, de grano fino relativamente poco arcillosas y laminadas, a veces parecidas a cretas. Se presentan en paquetes de varias decenas de metros de potencia en capas de estratificación poco definida o alternadas con estratos finos de areniscas arcillosas blancas a gris claro. En secciones estas margas contienen tanta moscovita ($\pm$ sobre 20% de la fracción) que los afloramientos brillan a la luz solar. Las micas son blancas de láminas integrales o poco fracturadas. Siempre se puede comprobar que la mayor abundancia de cristales de moscovita es simultánea con la mayor ocurrencia de fragmentos de gneis.

Calizas.

Las calizas son desde blancas, verdosas, hasta gris azulado o con un débil tinte rosáceo. Cambian entre arenosas hasta calcarenitas o son intraclastomicríticas, A veces se trata de calcilutitas. Entre las calizas ocurren variedades de calizas muy compactas y duras en capas finas que sobresalen de los paquetes. Los estratos de las calizas son de espesor bastante constante entre 10 a 25 cm en paquetes de 10 a 20 metros de potencia y son siempre muy fosilíferas.

Conglomerados.

Los conglomerados son completamente análogos a los propios de la Formación El Guayabo, aunque más finos y más abundantes en clastos metamórficos (gneiss, cuarcitas), plutónicos (granitoides); mejor rodados y de matriz más carbonatada algo arcillosa y, al contrario, cementados por una caliza arenosa compacta. Estos últimos por su dureza a veces se destacan sobre el terreno en pequeñas crestas de algunos decímetros. Mezclados con los clastos volcánicos se encuentran clastos angulosos de las calizas, lentecillos de margas y otros autóctonos de la Formación lo que sugiere que los conglomerados corresponden a flujos de detritos con descamación de los lechos yacientes.



Figura.45. Holoestratotipo (Sección Tipo) e Hipoestratotipo (Sección Cotipo) de la Formación La Majagua, en la Depresión de San Diego, al Oeste de la ciudad de Pinar del Río. Mapa 1:50,000, Republica de Cuba. ICGC. Hoja San Juan y Martínez 3482-IV. Coordenadas Lambert. Elevación en metros. Una cuadrícula = 1 Km². Coordenadas del Holoestratotipo: Iniciales: Norte 284 600; Este 210 550. Finales: Norte 283 050 ; Este 212 350. Coordenadas del Hipoestratotipo: Iniciales: Norte 281 200; Este 208 700. Finales: Norte 280 000; Este 210 150. (Según Álvarez-Sánchez, 1974 y Franco Álvarez *et al.* 1992).



Figura. 46. Areniscas cuarzosas impuras laminadas con cemento arcilloso carbonatado (margoso) en el comienzo del estratotipo de la Formación La Majagua (Coordenadas Lambert N 284582 y E 210518). (Foto cortesía de L. Bernal).



Figura.47. Formación La Majagua en un camino rural. Estratificación dominada por areniscas blanquecinas en capas de 15 a 25 cm con ritmos de margas grisáceas y subgrauvacas arcillosas. Conglomerados bien rodados que irrumpen en los estratos, interpretables a modo de flujos repentinos de detritos. Foto de H.A. Ungo 2025.

Olistostromas.

Localmente, en la sección regular bien estratificada, bruscamente ocurren tramos con bloques desordenados de vulcanitas que interrumpieron la sedimentación normal y pueden considerarse como olistostromas. En los bloques dominan las vulcanitas en una matriz arenosa muy similar a la que se observa en la Formación El Guayabo. Los clastos están el orden de decímetros, en raras ocasiones alrededor de un metro. Estas secciones desordenadas se pueden encontrar aproximadamente en la parte media del espesor de la Formación. Aflora mal y su espesor parece estar entre algunos metros a una decena de metros. Probablemente se trata de avalanchas submarinas, semejante a las comunes en la Formación El Guayabo.

En la subfacies inferior margo-arenosa (Pszczółkowski y Albear *ibid.*) de la Formación, se describen perfiles con estructura desordenada con rasgos de olistostromas (v. Figura 44).

En la subfacies areno-conglomerática de la parte media de la Formación, areniscas de grano grueso contienen horizontes con bloques de rocas volcánicas, granitoides y gneis. De acuerdo con Pszczółkowski y Albear (*ibid.*) mediciones de paleocorrientes indican una proveniencia desde el Sur, apoyada en la mayor abundancia de material

detrítico de gneis en la Depresión de San Diego; rocas que fueron reportadas en esa región primero por Vermunt (1937), por Álvarez-Sánchez (1974); Millán y Somin (1976) y por Piotrowski (1987b).

Rasgos sedimentarios.

La estratificación graduada es muy común en las grauvas. Corrientemente se observan las divisiones "a" y "a-b-c", pero no es el único mecanismo de la sedimentación. Hay evidencia de depósitos de flujo masivo detrítico ("debris flow canalizados"); flujoturbiditas; flujos de granos. En las secciones de turbiditas intervienen bloques erráticos grandes, lodolitas de guijarros y abundan las estructuras de "load casts", bolos, cuñas y láminas lutíticas (dentro de las grauvas) y otras muchos rasgos propios de un flysch normal que merecen un estudio particular. En resumen; la Formación La Majagua, en casi todo su espesor, puede ser clasificada como un flysch (s. Bouma y Muñoz, 1973).

Edad.

La parte inferior y media de la Unidad contienen: *Globorotalia elongata* Glaessner; *G. broedermanni* Cushman y Bermúdez; *G. aequa*; Cushman y Renz; *G. angulata* Cushman y Renz; *G. uncinata* Bolli; *G. rex*; *G. velascoensis* Cushman; *G. acuta* Loeblich y Tappan; *G. pseudomenardii* Bolli; *Textularia sp*; *Coskinolina sp*. *Elphidium sp*; *Chiloguembellina spp*; *Discocyclus sp*. *Rotalia palmerae*. En las calizas arenosas del tope se encontraron: *Globorotalia acuta*., *G. angulata*; *G. aequa*, *G. uncinata*, *G. rex*, y *G. velascoensis*. La Formación contiene también mucha microfauna y bioclastos cretáceos redepositados así como moldes y radiolarios indeterminados, algas y espículas de holoturias y esponjas y dientes de peces. (Furrazola-Bermúdez *et al.*, 1974). En conformidad con estos datos la Formación pertenece al Paleoceno más alto (Landeniano) y se extiende hasta el Eoceno Inferior (Ypresiano basal).

Litología diagnóstica. Diferencias con la Formación Capdevila.

La Formación La Majagua fue depositada en un ambiente oxigenado y energético en aguas saturadas de calcio, a profundidad moderada aunque definitivamente pelágica. Los componentes litológicos en su mayoría son carbonatados, tanto en su expresión de rocas como de cementos o matrices. Los colores claros en masa son dominantes. En los afloramientos La Majagua resalta por sus colores grisáceos, blanco crema (**Figura 46**) y amarillentos. Estas características visibles y la moderada intervención de material detrítico volcánico pero rico en detritos de rocas ácidas (granitoides, metamorfitas ácidas, gneis) en comparación con otras unidades inferiores y con la misma Formación Capdevila, establecen una diferencia con esta última. El notable contenido de mica blanca, en esta Formación, por su inusitada cantidad, es único. La existencia de un macizo metamórfico síalico y afloramientos de plutones son necesarios para explicar la presencia de estas grandes cantidades de mica y ciertas fracciones detríticas incorporadas a la Formación. Esta cuestión es ampliamente discutida más adelante.

Espesor y relaciones estratigráficas.

La Formación La Majagua yace sobre la Formación El Guayabo de forma gradual. En ciertos casos cartografié prolongaciones potentes (hasta 80 m) de las areniscas de tipo La Majagua que se adentran en el interior del Miembro El Calabozo. La parte superior transiciona hacia la Formación Capdevila. El contacto se establece donde las secciones de areniscas claras ricas en mica dejan de aparecer. Entre las secciones del camino de la Majagua y en Dolores Vega la Formación tiene entre 600-800 m. de potencia. Posibles errores pueden derivarse de las repeticiones por bloques-falla basculantes, muy difíciles de detectar por la monotonía de los paquetes de areniscas.

Correlación.

La Formación La Majagua es correlativa con las Formaciones Apolo (Paleoceno Superior) y Alcázar (Brönnimann y Rigassi, 1963). La Formación Apolo (Brönnimann y Rigassi, *ibid.*) con una potencia de 100 m (Albear e Iturralde-Vinent, 1985) comprende arcillas y limolitas pardo oscuro a rojizo; grauvas calcáreas con fragmentos de vulcanitas,

pardas, grises a verdosas; calcarenitas graduadas y margas nodulares amarillentas. Las litologías de Apolo evocan a la Formación Capdevila con la que puede confundirse y que yace sobre ella.

La Formación Alcazar (Paleoceno tardío; Albear e Iturralde-Vinent, *ibid.*) consiste de lutitas blanquecinas, verdosas y grisáceas, intercalaciones de calizas blanquecinas a amarillentas, calizas compactas, calcarenitas y calciruditas con “inclusiones angulares de arcilla”. Las calcarenitas y calizas clásticas se componen de algas calcáreas, foraminíferos y otros detritos. Yace sobre la Formación Apolo en transición y bajo la Formación Capdevila.

La Formación Vía Crucis (flysch del Paleoceno Superior) (Albear, en Albear & Iturralde-Vinent, *ibid.*) (Iturralde-Vinent, 2012) integrada por areniscas polimícticas y arcillosas, conglomerados, margas y calizas, de colores blanquecinos, pardo claro y amarillento, con estratificación rítmica; también puede considerarse correlativa de La Majagua.

Sinonimia.

La Formación La Majagua sustituye en el corte regional a extensas áreas representadas por la Formación Capdevila (según Buttica, 1946) y yace bajo ella. El Léxico Estratigráfico de Cuba (Franco Álvarez *et al.* 1992) considera a La Majagua como sinónima de Capdevila. Sinónimo es la misma formación con nombre diferente. Este no es el caso. Son Formaciones distintas.

5. PARADOJAS DE LA GEOLOGÍA REGIONAL.

El desarrollo de los modelos tectónicos para Cuba occidental ha descansado, en gran medida, sobre interpretaciones del perfil comprendido entre el Golfo de Batabanó y la Cordillera de Guaniguanico. Sin embargo, en el curso de la revisión detallada de la información disponible, emerge un conjunto de observaciones y datos de campo, algunos de ellos tempranos y notablemente perspicaces, que no han sido incorporados de manera efectiva en dichas construcciones interpretativas.

Estas evidencias, dispersas en la literatura clásica y en contribuciones posteriores, poseen implicaciones trascendentes. Su consideración conjunta introduce tensiones difíciles de conciliar con varios de los supuestos más aceptados sobre la evolución paleogeográfica y tectónica de la región, particularmente en lo relativo a las relaciones entre la Depresión de San Diego y la Cordillera de Guaniguanico.

El propósito de las páginas que siguen no es solo compilar estas observaciones, sino examinarlas en su coherencia interna y en sus consecuencias interpretativas. Al hacerlo, se pone de manifiesto una serie de situaciones que, lejos de constituir simples irregularidades, apuntan a inconsistencias de mayor alcance dentro de los modelos vigentes. En este sentido, las “paradojas” aquí expuestas no son anomalías marginales, sino indicios de problemas aún no resueltos en la comprensión de la geología regional.

5.1. El contexto general.

El perfil estructural entre el Golfo de Batabanó y la Cordillera de Guaniguanico constituye un segmento básico en la argumentación de cualquier modelo destinado a explicar el desarrollo tectónico de Cuba occidental, y ha adquirido relevancia en diversos trabajos relacionados con este tema (v. et. Millán y Somin, 1976; Piotrowska, 1978; Cobiella, 2008; Saura *et al.*, 2008), ya sea como zona de aplicación de esfuerzos o como región paleogeográfica originaria de los mantos tectónicos⁴⁵. Sin embargo, existen antecedentes, datos y observaciones de gran valor que pueden convertirse en objeciones sustanciales para varias de las hipótesis asumidas por tales interpretaciones o piezas indispensables para su construcción. Gran parte de estos aportes se derivan de las contribuciones de Vermunt (1937) y Hatten (1957), cuyas conclusiones desdeñadas u omitidas y rara vez citadas, de haber sido consideradas oportunamente, habrían contribuido a conformar un cuerpo sólido de criterios básicos para la interpretación de la geología regional. Su olvido o inadvertencia, cuando no su supresión, dio lugar a conceptos erróneos sobre las relaciones entre la Depresión de San Diego y la Cordillera de Guaniguanico.

⁴⁵ The initial nappes of the Guaniguanico tectonic-facies zone derive most probably from the area of present day Bay of Batabano situated south of the coast of the Pinar del Rio province. (Piotrowska, 1977).

5.2. Detritos de Guaniguanico en la Depresión de San Diego.

Fue Vermunt (1937a) quien primero reportó clastos de rocas de la Cordillera de Guaniguanico en la Depresión de San Diego y en sus prolongaciones hacia las regiones de Bahía Honda-Mariel-Cayajabos⁴⁶. En confirmación de las descripciones de Vermunt; Pszczółkowski y Albear (1982) encontraron clastos hasta 30 cm pertenecientes a las Fms. Artemisa (Lewis, 1932) y Polier (Pszczółkowski, 1971) del Jurásico Superior-Cretácico Inferior de la Sierra del Rosario, en conglomerados de la Fm. Capdevila en la región de La Pastora, al W de Cayajabos. El conglomerado yace bajo margas con foraminíferos del Eoceno Inferior temprano de la Fm. Capdevila; hecho de nuevo confirmado por Bralower & Iturralde-Vinent (1997)⁴⁷. De acuerdo con Pszczółkowski y Albear *op. cit.*, la fuente de los clastos no distaba del depocentro de la Fm. Capdevila y con alta probabilidad se derivaron de elevaciones sobre el fondo marino de la unidad Guaniguanico; aún no destacada como tal en el Eoceno Inferior.

En la región de El Guayabo, al NNW de Pinar del Río, Vermunt (*op cit.*) describe en su localidad V608 “*cantos rodados de caliza azul y violeta y rodados de rocas cuarcíticas y filíticas, derivados de la Formación San Andrés*”. Más al SW, en la región El Cangre, Álvarez-Sánchez (1974), en afloramientos de las Fms. El Guayabo y Capdevila (Paleoceno-Eoceno Inferior), confirmó la presencia de clastos de vetas alpinas y de cuarzo barítico muy similares a los característicos de la Faja Metamórfica Cangre. Los sitios próximos originarios a las localidades con barita primaria, se encuentran al N y NW (Valdéz y Denisov, 1985; Valdez *et al.* 1988, *Inéd.*), con manifestaciones de barita, conocidas desde los años 40 de autor desconocido, además de los numerosos sitios con vetas alpinas de cuarzo en la faja metamórfica (Unidad Cerro de Cabras de Piotrowska, 1978).

Y no hubiera sido de extrañar que identificados clastos baríticos y de vetas de cuarzo en las Fms. El Guayabo y Capdevila; aparecieran en otras localidades. Durante la excavación de las obras del embalse El Jíbaro, al norte de Pinar del Río, cortes de gran frescura excavados en areniscas y conglomerados de la Fm. Capdevila, contenían clastos de cuarzo barítico, cuarcitas y esquistos metaterrígenos de bajo grado, todos ellos con evidencias de moderado grado de rodamiento (**Figura 48**).

Aclaro que no obtuve pruebas petrográficas ni geoquímicas de tratarse de las mismas rocas afloradas en la vecina Sierra de Los Órganos. Y en tal caso, al dejar a un lado mi experiencia de años y además sin pruebas técnicas que demuestren su proveniencia específica, ¿será necesario dejar estas “coincidencias” en el apartado de los hechos raros y singulares necesitados de explicación y olvidar a la geología como creadora de causalidades y no de casualidades?

A pesar de que lo expuesto obligaba a pensar con cautela; estas evidencias de clásticos de Guaniguanico dispersados en el Paleoceno-Eoceno Inferior de la columna estratigráfica de la Depresión de San Diego en áreas distantes entre si, pero en el perímetro⁴⁸ de la Cordillera de Guaniguanico; se ignoraron por completo.

Millán y Somin (1976) al referirse a la composición de los conglomerados del Paleoceno-Eoceno Inferior en la región de El Guayabo, al NNW de Pinar del Río; manifestaron “*la ausencia total de las litologías que integran el corte de la Cordillera de Los Órganos*”⁴⁹. Piotrowska (1977, 78, 87) al referirse a la supuesta falta de semejanza de los sedimentos

⁴⁶ In the town of Cayajabos strongly folded, Radiolaria carrying cherts, are exposed, whereas North of the town at loc. L. 930, a coarse diabase rock is found. Both rocks are reckoned to belong to the Tuff Series, but the cherts might easily belong to the San Andres formation. (pag. 16). Pebbles and small rounded fragments of the Tuff Series and the San Andres formation are found regularly in the conglomerates and breccias of the Habana formation....(pag. 24). Occasionally we find rounded fragments of phyllitic and quartzitic rock, clearly derived from the San Andres formation. These constituents dominant in a rock found at loc. L.930, North of the town of Cayajabos. Occasionally we find rounded fragments of phyllitic and quartzitic rock, clearly derived from the San Andres formation. (Vermunt, 1937, pag. 25).

⁴⁷ In order to verify the relationships between the Bahia Honda and the Guaniguanico Paleogene rocks, we measured and sampled a section near Las Terrazas, at sites 1-43/44, where Bahia Honda sediments rest directly on the deformed Guaniguanico unit (Figs. 1 and 3). In these combined locations we found (amongst other lithologies): blocks and slivers of deformed Polier Formation (a Lower Cretaceous Rosario Unit) mixed with deformed sandstone of the Vibora Group (at I-44); and deformed sandstone belonging to the Vibora Group, which include blocks of foliated serpentinite, chert, and red tuff similar to those of GAKA, and isolated small blocks of the Polier Formation. (Bralower & Iturralde-Vinent, 1997, pag. 140).

⁴⁸ Pebbles and small rounded fragments of the Tuff Series and the San Andres formation are found regularly in the conglomerates and breccias of the Habana formation. (Vermunt, 1937a.pag. 24).

⁴⁹ Por otra parte, la ausencia total de las litologías que integran los cortes de la cordillera de la Sierra de Los Órganos en la composición de este conglomerado, es una evidencia más a favor de la aloctonía tectónica de esta cordillera en su posición geográfica actual (Millán y Somin, 1976; pag. 15, 19).

de la misma edad en la zona San Diego de Los Baños y la Zona Guaniguanico⁵⁰, supuso a los depocentros de ambas zonas muy distantes uno de otro.

Tanto Millán y Somin como Piotrowska, sobre la base de tales presunciones, afirmaron una desconexión total paleogeográfica y paleotectónica entre las cuencas “Sierra de Los Órganos” y “San Diego de Los Baños”.

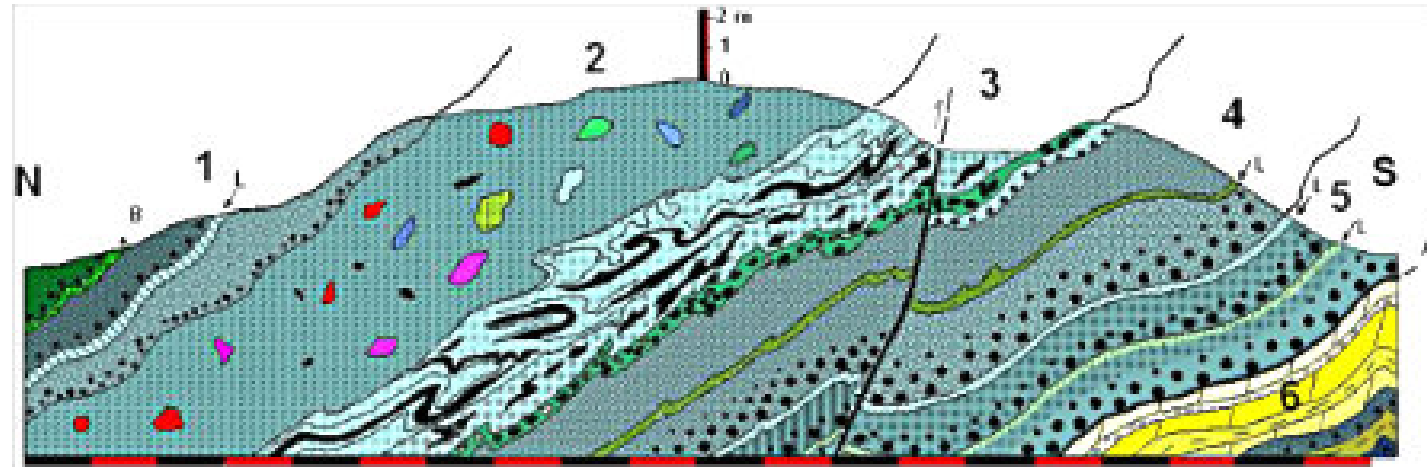


Figura.48. Segmento de unos 40 m de la excavación de la obra de toma de la Presa El Jíbaro. 1. Areniscas graduadas de grano fino de cemento areno-lutítico. 2. Colapso de capas rotas en matriz de lodo. 3. Capa de probable deslizamiento de ladera con numerosos pliegues arcillosos convolutos. 4. Secuencia rítmica de areniscas graduadas de grano grueso, masivas, toscamente graduadas. 5. Sección de areniscas muy bien graduadas. 6. Margas y areniscas de matriz de carbonato. L. Capas de arcilla laminada de las capas superiores graduadas. Los clastos de rocas metamórficas, cuarzo barítico, cuarzo de vetas alpinas, se encuentran dispersos en el corte. (Según dibujo de campo del autor, 1974).

5.3. Detritos de la Depresión de San Diego en la Cordillera de Guaniguanico.

Vistas las evidencias de dispersión de fragmentos “Guaniguanico” en la Depresión de San Diego y sus equivalentes al este, norte y noreste de la Sierra del Rosario, cabe preguntarse, ¿existen evidencias de lo contrario? En efecto: Los primeros indicios datan de Vermunt (1937a), autor de tantos importantes y perspicaces descubrimientos.

En la “Facies de Montaña” de la Fm. Habana (de Vermunt, 1937a), hoy la Fm. Manacas del Paleoceno-Eoceno Inferior de Guaniguanico; Vermunt refiere localidades con bloques de calizas con restos de *Camerina Dickersoni* y *Orbitoides Browni*; al NW de Viñales y NW de Sumidero y fragmentos de rudistas dispersos⁵¹, “macroscopicamente visibles”. Y aunque Vermunt no hizo especulaciones de la proveniencia de los clastos; en mi opinión ¿cual sería la fuente razonable de los restos típicos de las calizas cretácicas de la DSD? .

Al referirse Vermunt a las brechas polimícticas de la Facies de Montaña, comenta: *La rica cantidad de calizas de color azul grisáceo oscuro en las brechas gruesas indica que la transgresión del Cretácico Superior no cubrió por completo a la formación San Andrés y la Serie Tuff. Pequeñas islas, probablemente emergidas de las aguas poco profundas, suministraron el material para las brechas de piedra caliza.* Al respecto; véase Pszczółkowski y Albear, 1982, en el capítulo anterior con la misma exacta conclusión.

Veinte años más tarde Hatten (1957, pag. 31) describe clastos de rudistas y otros bivalvos y clastos angulosos de

⁵⁰ En resumen, los sedimentos de San Diego de los Baños son bastante diferentes del sedimento coetáneo de Guaniguanico. Los depocentros probablemente estaban bastante distantes. Sin embargo, la actual vecindad de estas zonas puede explicarse fácilmente por un posible desplazamiento horizontal de unos 160 km a lo largo de la falla de Pinar (Piotrowska & Pszczółkowski en Pszczółkowski et al., 1975). (Piotrowska, 1978).

⁵¹ Numerous well preserved Rudists were found in the Habana formation of Eastern facies, whereas in the beds of Mountain facies only fragments of Rudists are found. The possibility that these fragments are secondary deposits in younger strata is rejected by us on account of the presence of the same Foraminifera in both deposits (Vermunt, 1937a; pag. 23). (Mountain facies = Formación Manacas. Nota del autor).

calizas de banco del tipo de arrecife próximo⁵² en la Fm. Manacas de la Sierra de Los Órganos. Si bien Hatten tampoco se extiende sobre el origen de los detritos calcáreos con rudistas, ya que Hatten nunca trabajó en la premontaña al sur, con escasas dudas sostengo su proveniencia de los biostromos de rudistas en la DSD. Y como remate, Abakumov *et al.*, 1968 reportó fragmentos de caliza de rudistas a los 93 m de profundidad en el Pozo 11 de su levantamiento regional, practicado en las “areniscas, calcarenitas, pedernales y conglomerados de la Serie Manacas”; en el Llano de Manacas sitio de la localidad tipo de la Fm. Manacas de Hatten (1957), al norte de la Sierra de Los Órganos.

En la Fm. Manacas de los valles centro-occidentales de la Sierra de Los Órganos, capas de brechas de la Fm. Manacas contienen clastos calcáreos blancos a grises de baja resistencia mecánica, con cierta sorpresa conservados entre fragmentos volcánicos duros; hecho que indica traslado cercano o por flotación en corrientes densas. Estos fragmentos, extraños de por sí, por sus características un tanto específicas solo parecen relacionables con las calizas de rudistas (de la Fm. San Juan) o de la Fm. San Sebastián al sur de esas localidades (Álvarez-Sánchez, 1972). En los valles de Pons-Peña Blanca, Álvarez-Sánchez (1981) encontró algunos raros clastos de arenisca micácea carbonatada, compuesta de granos volcánicos y metamórficos (gneis); muy típicas de la Fm. Caldevila del Eoceno Inferior de la Depresión de San Diego.

5.4. Detritos de rocas metamórficas en la Depresión de San Diego.

A Vermunt (1937a) se deben las primeras descripciones de clastos de rocas metamórficas⁵³ ácidas (granitos, pegmatitas, gneis), anfibolitas y otras metamorfitas de composición equivalente en la DSD. Los gneis se reportaron más tarde por Álvarez-Sánchez (1974) con los créditos correspondientes otorgados a Vermunt. Su “redescubrimiento” se produjo en una excursión guiada por Álvarez-Sánchez a la región de El Guayabo a finales de 1974 (Somin y Millán, 1974, *ined.*), con el efecto de convertirse los “gneis de El Guayabo” en notoriedades de la literatura, de ahí en lo adelante; lamentablemente con plena ignorancia de los datos de Vermunt y también de Álvarez-Sánchez.

Los gneis se describen bandeados, leucocráticos, micáceos, de dos feldespatos, granatíferos; derivados de granitos S (Somin *et al.*, 2006). Las primeras dataciones Ar-K (Somin y Millán, 1977) resultaron en edades muy jóvenes (71 ± 3 Ma; 70.5 ± 1.4 Ma y 55 ± 6 Ma)⁵⁴. Más tarde, edades de 220-250 Ma (Permo-Trías) (SHRIMP-II; Rojas-Agramonte *et al.*, 2006) y 400-200 Ma (método termoisocrónico) (Millán y Somin, 1985), más probable de circones heredados.

Se interpretaron como representantes de un “zócalo siálico pre-mesozoico” (Millán y Somin, 1976). Somin *et al.*, 2006 indican que los granitos S testimonian un basamento siálico y añaden que rocas metamórficas del Triásico no se reportan en el área del Caribe. Sin embargo, Somin *et al.* 2006, señalan el reporte de Weyl (1980) de granitos del Triásico en Belice e indican que la parte occidental del Arco Volcánico Cretácico pudo estar conectada con las estructuras de América Central⁵⁵.

Los gneis, junto a clastos metamórficos de otras clases y grados, yacen en los flysch y olistostromas de la región occidental de la DSD, al norte y NW de Pinar del Río (Álvarez-Sánchez, 1974). Aparecen en conjunto con clastos de aplopegmatitas graníticas, dioritas aplíticas, anfibolitas, granitos feldespáticos y esquistos granate albiticos.

Los gneis son clastos milimétricos en la base paleocénica de la Fm. San Sebastián (**v. Figura 1**) y crecen en dimensiones hacia la parte media de la Fm. El Guayabo junto a olistolitos ígneos; aunque fragmentos de gneis ninguno es mayor de un metro (Álvarez-Sánchez, *ibid.*). Los bloques mayores de gneis se encuentran en la Fm. La Majagua; un flysch landeniano-ypresiano segregado de la Fm. Capdevila por Álvarez-Sánchez, 1974. La Formación contiene arcosas impuras con cierta abundancia de clastos de gneis y rocas feldespáticas e intercalaciones de margas

⁵² Besides the above graywakes and lithic wackes, there are pebbly conglomerates with angular limestones clast of bank and near reef type. In the clast occurring broken foraminifera, pelecipods and rudist. The range in the age from Middle Cretaceous through Maestrichtian. (Hatten, 1957, pag. 31).

⁵³ L.849:NE de San Diego de Los Baños **gneis de mica**; el cuarzo muestra una extinción turbia y una textura suturada. La plagioclasa es de composición ácida (albita) y en lugares granofíricamente intercalados con cuarzo. Biotita y muscovita ocurren, estas últimas en grandes cantidades y como placas desarrolladas, a veces ligeramente dobladas Rocas de la misma naturaleza se encontraron en H. 803: (Oeste de San Diego de los Baños). (Vermunt, 1937a).

⁵⁴ 71 ± 3 millones de años (M. M. Araquelians, IGEM, Acad., de Ciencias de la URSS), 70.5 ± 1.4 millones de años (R. E. Denison, Dallas, USA), 55 ± 6 millones de años (L. V. Firsov, Inst. de Geol. y Geof., Nueva Siberia, URSS).

⁵⁵ As far as we know Triassic metamorphic rocks were not described before in the Caribbean area. However, Triassic granite is known in Belize (Weyl, 1980) and we may suppose that western part of the CVA was connected with Central-American continental structures. (Somin *et al.* 2006).

blancas con moscovita fresca (>20%) (Álvarez-Sánchez, *op cit.*). Un estudio de la mineralogía de los granos de arenitas de la Fm. Capdevila de la DSD (Brust *et al.* 2011) reportaron la convivencia de la moscovita con biotita inalterada; una confirmación tardía y obvia de una fuente próxima metamórfica para estos minerales.

Según Pszczółkowski y Albear (1982), equivalentes observaciones corresponden a la Fm. Capdevila de la Zona de Bahía Honda. En esa localidad, areniscas de grano grueso y conglomerados, contienen bloques de calizas, fragmentos de granitoides y gneiss, menos frecuentes, Según los autores citados, mediciones de paleocorrientes realizadas en esa región, sugieren proveniencia del SW o WSW del material clástico, también basándose para ello en lo esporádico de los clastos de gneiss en la Zona de Bahía Honda y este de la Sierra del Rosario. Opinión en pleno compartida en este trabajo.

A la profundidad de 2 km y apoyada contra el respaldo de las metamorfitas, al sur de la Faja Cangre; aparece una anomalía de Gradiente Total Normal de la Gravedad (Días Duque, 1980, *ined.*). Su peculiar valor, contorno e inclinación, con probabilidad se relaciona con rocas cristalinas siálicas; un posible buen candidato de los gneiss y rocas ácidas pegmatíticas encontrados por Vermunt (1937); datos que son coherentes con granitización de la corteza y desarrollo de un complejo plutónico, cuyos afloramientos suministraron clastos de granitoides y gneiss del basamento extraídos por la intrusión o nativos del propio complejo metamorfozado de modo parcial. Definitivamente una fuente más probable que un basamento de Bahamas (Millán, 1972); que por cierto, posee un basamento cuya composición no se corresponde con una naturaleza granítica (Sheridan *et al.* 1996) o del Bloque Maya⁵⁶ en Belice (Somin *et al. Ibid.*), ambos aflorados cerca del AVC.

El Pozo Estructural PE-6 (344 m a 45° SW) de la Expedición Escambray 1 (Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986), perforado en las metamorfitas Aptiano-Albiano de la Fm. Porvenir (Mlcoch y Álvarez Sánchez, 1984), aflorada en el límite Anfibolitas Mabujina-Batolito de Manicaragua de Cuba central; cortó metatobas con clastos de granitos gráficos a partir del metro 217. Granitos gráficos son de imposible relación con las granodioritas del plutón de Manicaragua, ni con alguna otra intrusión ácida asociada al Complejo Anfibolítico Mabujina. Estas rocas no son conocidas en superficie en Cuba.

Ya que la Fm. Porvenir pertenece a la sección basal del Arco Volcánico Zaza y no al Complejo Anfibolítico Mabujina; es posible que tales fragmentos se deriven de un basamento aflorado en el asentamiento original del complejo vulcano-plutónico del Arco Volcánico Zaza, ya sea primitivo o cabalgado por el.

La presencia de abundante material metamórfico fragmentario y en volumen significativo de varias de sus fracciones, encontradas en Cuba occidental y Cuba central, en íntima e invariable asociación con los productos de la erosión del AVC así parece demostrarlo. Luego el perfil de Cuba occidental desde el sur del Macizo Pinos hasta la Falla Pinar, muestra una analogía bastante notable con el perfil desde el Sur del Escambray hasta las líneas de falla que separan el Melange Santa Clara (Álvarez y Bernal, 2015), de las Zonas de Placetas-Camajuani.

Como evidencia de las relaciones paleogeográficas se encuentra el registro de clastos de calizas de rudistas de la DSD y otros materiales sospechosos de posible igual origen, en los sedimentos de la Fm. Manacas de la Sierra de Los Órganos. Justamente a propósito, para colocar un “clavo de oro” en este asunto, que de un modo singular viene a servir como una especie de resumen de las anteriores consideraciones, la Figura 49 muestra clastos de pegmatitas en depósitos de la Fm. Manacas de la Sierra de Los Órganos, litologías equivalentes a las descritas por Vermunt en la Depresión de San Diego. La baja resistencia mecánica de estas rocas frente al transporte prolongado constituye un argumento directo a favor de una fuente próxima, incompatible con modelos de separación paleogeográfica significativa entre ambas regiones.

5.5. Una conclusión.

Los clastos encontrados en la Fm. Capdevila en Cayajabos, pertenecen a la columna estratigráfica de la Sierra del Rosario. Al contrario, los clastos encontrados en las Fms. El Guayabo (Paleoceno) y Capdevila (Eoceno Inferior) de la

DSD; pertenecen a la estratigrafía de Sierra de Los Órganos. De manera que bastante antes del paroxismo en el Eoceno Medio de la llamada “Orogenia Cubana”, unidades de la Sierra del Rosario y de la Sierra de Los Órganos de extensiones indeterminadas, afloraron en sectores elevados, capaces de suministrar material clástico hacia ambas regiones. Luego, durante el Paleoceno-Eoceno Inferior, época de formación de ingentes espesores de olistostromas y flysch en la DSD y en la Sierra de Los Órganos tenían lugar procesos recíprocos y equivalentes con la formación de secuencias isopicas y sincronicas.

Suele afirmarse que las formaciones de la DSD son muy diferentes a las de edad equivalente de la Cordillera de Guaniguanico (*v. et.* (Piotrowska (1977, 78; García Delgado *et al.* 2005). Pero los flysch de Guaniguanico y de la Depresión de San Diego se derivan de una fuente común desde el Paleoceno temprano hasta el Eoceno Medio. Esta fuente principal es el arco volcánico, su complejo ofiolítico asociado y muy probable su fundamento, como lo demuestra la petrografía de colecciones de los numerosos levantamientos, repetidos en estas regiones, causa por la cual las formaciones del rango de edad señalado en ambos dominios son más similares de lo creído.

Sus diferencias macroscópicas representan la impronta físico-química del medio, la hidrodinámica en las cuencas, las condiciones de diagénesis, el grado de deformación tectónica y la meteorización posterior y no se deben a su composición esencial. En realidad, a partir del Campaniano, los macizos volcánicos y graníticos, incluso su fundamento metamorfozado, estuvieron aflorados, alguna vez no distantes de los cientos o la decena de kilómetros de las depresiones recipientes de sus derrubios.



Figura 49. Clastos de pegmatitas en depósitos olistostromáticos de la Fm. Manacas (Paleoceno–Eoceno Inferior) en la Sierra de Los Órganos. Estas litologías son equivalentes a las descritas por Vermunt (1937a) en la Depresión de San Diego. La presencia de fragmentos de rocas pegmatíticas, de baja resistencia al transporte prolongado, sugiere una procedencia cercana, constituyendo una evidencia directa más de conexión paleogeográfica efectiva entre ambas regiones durante la sedimentación. (Cortesía de Yamirka Rojas Agramonte).

⁵⁶ No obstante, existe algo aún más sorprendente que hace que el basamento actual del bloque Maya no pueda ser considerado como el área fuente (al menos no totalmente) y que hace de estos cantos un enigma muy interesante: las micas tienen edades K-Ar de 71±3 y 70.5±1.4 Ma (datadas por M. M. Arakelians y R. E. Denison) y los circones viejos tienen bordes de 72±1 Ma (razón Th/U baja 0.002–0.005; Somin *et al.*, 2006). Teniendo en cuenta que Pinos y Escambray registran las mismas edades de metamorfismo, parece que el área fuente (granitos, rocas sedimentarias y, eventualmente, metamórficas) fue sometida a un metamorfismo de subducción o colisión (=gneises) en el finí-cretácico/paleoceno muy temprano, y por lo tanto pudiera ser considerada como el basamento continental de Cangre o Pinos (y quizás Escambray), que no aflora. Quizás esté donde tu dices en el perfil de GTN, a una profundidad de unos 2 km, y apoyado contra el respaldo de las metamorfitas de la Faja Cangre... lo que significaría que ese supuesto basamento cabalgaría a Cangre. (de A. García-Casco. Correspondencia de 2014).

Definitivamente, los hechos datan de muchos años y ninguna mención sobre circunstancias tan significativas se registra en las publicaciones de la geología de la región. Ignorarlos a conciencia no exime de culpa o creer de que se trata de accidentes minúsculos de inmerecida consideración en los modelos orogénicos, es una gran ilusión. Una buena explicación podría sustentarse en una paleogeografía e historia del desarrollo tectónico basada en los hechos; apartándose de afirmaciones categóricas contrarias a las indiscutibles relaciones de Guaniguanico con la columna estratigráfica de la Depresión de San Diego, más que con la propia estructura de nappes como tal.

6. CONCLUSIONES.

El análisis integrado de la estratigrafía, sedimentología, marco estructural y relaciones paleogeográficas del occidente de la Depresión de San Diego permite establecer un modelo evolutivo coherente para esta región de Cuba occidental, caracterizado por una interacción estrecha y continua entre sedimentación y tectónica en un contexto de margen activo.

La evolución de la cuenca muestra una transición desde condiciones relativamente profundas dominadas por sedimentación turbidítica, registradas en la Formación Río Feo, hacia ambientes progresivamente más someros con desarrollo de sistemas fluvio-deltaicos (Formación Río Guamá) y la posterior instauración de una barrera arrecifal (Formación San Juan), desarrollada sobre un alto estructural. Este tránsito no responde a una evolución estable, sino a oscilaciones del fondo y a un control tectónico persistente.

La Formación San Sebastián constituye un marcador clave del límite Cretácico–Paleógeno, evidenciando una discordancia regional asociada a movimientos tectónicos dominados por componentes verticales, no equivalentes a orogénesis en sentido clásico. Esta reorganización del sistema precede a una fase de inestabilidad generalizada registrada en la Formación El Guayabo, cuya naturaleza olistostromática refleja el predominio de avalanchas submarinas, flujos de detritos y corrientes de turbidez en un margen sometido a sismicidad recurrente.

La información geofísica disponible permite reconocer la continuidad en profundidad del Arco Volcánico del Cretácico bajo la Cuenca de Los Palacios, lo que redefine el contexto geodinámico regional. La Falla Los Palacios emerge como una estructura de primer orden, posiblemente de escala cortical a mantélica, con un papel determinante en la configuración de las cuencas y en la arquitectura tectónica del occidente cubano.

La Depresión de San Diego representa una cuenca altamente inestable durante el Paleoceno–Eoceno Inferior, caracterizada por sedimentación tipo flysch y abundantes olistostromas, reflejo de actividad tectónica sinsedimentaria.

Un aspecto fundamental de este estudio es la demostración de que la Depresión de San Diego no constituye una cuenca por completo independiente respecto a la Cordillera de Guaniguanico. La presencia de clastos derivados de las unidades de Guaniguanico dentro de las formaciones paleoceno-eocenas de la Depresión, así como la identificación de fragmentos atribuibles a unidades de la Depresión de San Diego dentro de la Formación Manacas de Guaniguanico, evidencian un intercambio sedimentario bidireccional. Este hecho implica la existencia de una conectividad paleogeográfica efectiva entre ambos dominios durante el Paleoceno–Eoceno Inferior.

En consecuencia, la supuesta desconexión paleogeográfica y paleotectónica entre las cuencas de Guaniguanico y San Diego de los Baños, sostenida por diversos autores, carece de fundamento en la evidencia disponible. Ambas regiones compartieron fuentes de aporte comunes, dominadas por el arco volcánico cretácico, su complejo ofiolítico asociado y, probablemente, su basamento, lo que explica la afinidad composicional de sus secuencias sedimentarias. Las diferencias macroscópicas entre las formaciones equivalentes de ambos dominios responden fundamentalmente a variaciones en las condiciones ambientales de sedimentación, la hidrodinámica de las cuencas, los procesos diagenéticos y la deformación tectónica posterior, y no a diferencias esenciales en la naturaleza de las fuentes sedimentarias.

La presencia de abundantes clastos metamórficos, incluyendo gneises, granitos y otras litologías de alto grado, en las secuencias de la Depresión de San Diego, indica la existencia de fuentes próximas de naturaleza siálica, probablemente relacionadas con complejos plutono-metamórficos asociados al arco volcánico, más que con bloques

distantes como el basamento de Bahamas o el Bloque Maya. Esta evidencia sugiere una configuración cortical más compleja y una historia tectónica más integrada de lo que se ha propuesto tradicionalmente.

En la Formación El Guayabo, la existencia de bloques de gran tamaño inmersos en una matriz de características turbidíticas responde a procesos bien definidos de transporte y emplazamiento gravitacional, sin que exista ambigüedad sustancial en cuanto a su procedencia. Con frecuencias esta clase de cuerpos se interpretan como resultado de procesos tectónicos, cuando presentan geometrías tabulares o evidencias de deformación interna. Sin embargo, estudios comparativos sugieren que tales rasgos no son exclusivos de origen tectónico.

En El Guayabo es posible distinguir dos grupos principales de olistolitos en atención a su origen y relación con las áreas fuente:

Los bloques volcánicos, a los que se les puede llamar “exóticos”, ya que derivan del Arco Volcánico Cretácico en fase de extinción, ajeno al ámbito deposicional de la cuenca de San Diego, donde no se reconoce actividad volcánica propia. Su presencia implica un transporte desde dominios elevados e inestables del margen, lo que sugiere la existencia de relieves positivos activos o recientemente desactivados, capaces de suministrar detritos volcánicos hacia la cuenca.

Los bloques calcáreos en su mayoría nativos con seguridad, ya que son generados por la fragmentación de unidades carbonatadas preexistentes; las formaciones San Sebastián y San Juan. La naturaleza de estos cuerpos apunta a procesos de desestabilización de masas previamente litificadas, en los que la actividad sísmica desempeñó un papel relevante como agente desencadenante, favoreciendo la ruptura, remoción y posterior transporte de los fragmentos.

El emplazamiento de ambos tipos de bloques se presume como resultado de la combinación de varios factores: (1) la gravedad, como mecanismo fundamental de transporte; (2) taludes pronunciados que facilitaron el desplazamiento de grandes volúmenes de material; y (3) una sismicidad significativa, tanto en las áreas fuente como en la propia cuenca, actuando de manera episódica, con fases de mayor actividad alternando con períodos de atenuación o relativa calma. Esta combinación de factores define un sistema altamente sensible a perturbaciones, donde los eventos de remoción en masa pueden haber tenido un carácter recurrente, aunque no continuo.

En este contexto, los bloques descritos pueden asimilarse a olistolitos transportados de manera independiente o como parte de eventos de mayor escala, en concordancia con modelos documentados en la literatura (Ineson, 1985; Tarquin y Young, 1987; Alves, 2015), donde se reconoce que masas de gran tamaño pueden desplazarse distancias considerables sin generar necesariamente una deformación intensa del sustrato. En efecto. El concepto de “olistolitos aislados” (Tarquin & Young, 1987) que no forman parte de una olistostroma caótica puede explicar varias particularidades de la sección de olistostromas de El Guayabo. Los bloques deslizan solitarios en dependencia de sus parámetros físicos, de la pendiente y del sustrato. Los bloques muy rígidos (e.g. los basaltos y calizas aporcelanicas) sin deformaciones de borde ni de la superficie de resbalamiento (sliding surface) o, al contrario, en forma de sedimento inconsistente (v. Figura 42). Es cierto como observan los autores citados que el gran exceso de términos existentes (olistolito, bloque deslizante, klippe sedimentario y otros) crean un universo confuso, donde la tectónica y la sedimentación se convierten en un campo de disputas, aún hoy. Grandes bloques tabulares son concordantes con los estratos encajantes. Un bloque puede parecer tectónico, pero en realidad ser sedimentario-gravitacional, producto de deslizamiento submarino (Ineson, 1985).

Finalmente, debe señalarse que la similitud litológica entre depósitos turbidíticos generados en distintos contextos batimétricos, como ha sido indicado por Mutti et al. (2007), introduce un grado adicional de complejidad en la interpretación paleoambiental. En consecuencia, la reconstrucción de estos sistemas debe basarse en la integración de múltiples líneas de evidencia, incluyendo relaciones de campo, características de los clastos, organización interna de los depósitos y su contexto regional. No todo lo turbidítico implica profundidad. Existen depósitos prácticamente idénticos formados en ambientes someros (Mutti et al. 2007)

El análisis del marco estructural regional indica que la comprensión de la geodinámica del occidente cubano requiere integrar las estructuras meridionales, tradicionalmente subestimadas. La continuidad en profundidad del Arco Volcánico del Cretácico bajo la Cuenca de Los Palacios y el papel de estructuras como la Falla Los Palacios refuerzan la

interpretación de un sistema tectónico de gran escala, en el que la Depresión de San Diego forma parte de un conjunto estructural mayor.

En este contexto, el examen crítico de la Falla Pinar sugiere que su interpretación como una gran falla de desgarre de desplazamiento lateral significativo no está suficientemente sustentada. Su geometría, variabilidad y relaciones estructurales apuntan a un origen más complejo, posiblemente asociado a movimientos compresivos tardíos, a la superposición de estructuras de distinta edad o a una combinación de ambos factores. En consecuencia, los modelos tectónicos que le atribuyen un papel dominante como estructura transcurrente mayor deben ser reconsiderados. Finalmente, este trabajo pone de manifiesto que una parte significativa de las interpretaciones erróneas en la geología regional deriva de la omisión o subestimación de observaciones fundamentales realizadas en estudios tempranos. La recuperación crítica de estos datos, junto con nuevas evidencias de campo, permite replantear las relaciones entre las principales unidades estructurales y avanzar hacia un modelo geodinámico más consistente, basado en hechos observables y no en supuestos heredados.

Las interpretaciones aquí expuestas se fundamentan en observaciones de campo, análisis sedimentológicos y revisión crítica de la información previa. No obstante, las conclusiones presentadas reflejan la responsabilidad exclusiva del autor.

Agradecimientos.

Mi más sincera gratitud a Gustavo Furrázola-Bermúdez, Silvia Blanco Bustamante y Jorge Sánchez Arango. Con una dedicación ejemplar, realizaron el estudio paleontológico de cientos de muestras de sedimentos durante 1972-1973. Su trabajo permitió la construcción de la columna estratigráfica local y el establecimiento de las bases de la comprensión de la geología regional. A José A. Días Duque y a sus colaboradores les debo un reconocimiento por la aplicación pionera en Cuba, del método del Gradiente Total Normal de la Gravedad, que contribuyó de manera decisiva a la comprensión de la estructura profunda de la Depresión de San Diego. Extiendo mi gratitud muy sincera a Andrzej Pszczółkowski, de la Academia de Ciencias de Polonia, por la paciencia con que revisó una de las primeras versiones de este trabajo por la agudeza de sus críticas. A mi amigo y colega Luis Bernal, mi agradecimiento por su compañía, su participación y su ayuda sostenida a lo largo de tantos años. Un reconocimiento muy especial a Claudio Bartolini, quien venció mi renuencia a publicar mis trabajos y ha logrado que gran parte de mis contribuciones sean ya de regular presentación en la Revista MAYA de Geociencias. A todos ellos, mi más profundo agradecimiento.

Acknowledgements.

My sincerest gratitude goes to Gustavo Furrázola-Bermúdez, Silvia Blanco Bustamante, and Jorge Sánchez Arango. With exemplary dedication, they conducted the palaeontological study of hundreds of sediment samples between 1972 and 1973. Their work enabled the construction of the local stratigraphic column and established the foundations for understanding the regional geology. I am indebted to José A. Días Duque and his collaborators for the pioneering application in Cuba of the Normal Total Gradient of Gravity method, which contributed decisively to the understanding of the deep structure of the San Diego Depression. I extend my very sincere thanks to Andrzej Pszczółkowski, of the Polish Academy of Sciences, for the patience with which he reviewed one of the early versions of this work and for the acuity of his critiques. To my friend and colleague Luis Bernal, my thanks for his companionship, participation, and sustained support over so many years. A very special acknowledgement is due to Claudio Bartolini, who overcame my reluctance to publish my work and has ensured that a great deal of my contributions are now regularly featured in the MAYA Journal of Geosciences. To all of them, my deepest thanks.

Referencias.

- Abbate, E., Bortolotti, V. & Sagri, M., 1981, Excursion No. 5: Olistostromes in the Oligocene Macigno formation (Florence area), introduction: an approach to olistostrome interpretation. *International Association of Sedimentologists, 2nd European Regional Meeting Bologna Tecnoprint*, pp. 165-185.
- Abakumov, S., Stepanov E. y Hernández, G., 1968, La estructura Geológica y los yacimientos minerales de la región de Viñales. Pinar del Río. (Inédito) *Fondo Geológico Nacional de La Habana*.
- Álvarez-Sánchez, H., 1972, Geología general y estructural de la Provincia de Pinar del Río, Cuba. *Instituto de Hidroeconomía. Pinar del Río*, 341 Pág., 41 figs., 32 hojas 1:50,000. (Inédito).
- Álvarez Sánchez, H., 1974, Estratigrafía de la parte Occidental de la llanura costera y piedemonte de la Provincia de Pinar del Río. Cuba. *Arch. Inst. de Hidroec. P. del Río*, 49 págs. 17 figs. 1 map. (Inédito).
- Álvarez Sánchez, H., 1981, Síntesis de la Evolución Geotectónica de la Sierra de los Órganos apoyada en el estudio de la Geología del Valle de Pons. 272 págs. 108 figs. CUPR. *Tesis de la Universidad de Pinar del Río. Cuba*. (Inédito).
- Álvarez Sánchez, H., 1984a, Estratigrafía y formación de olistostromas en la Depresión de San Diego. Implicaciones paleogeográficas y tectónicas. Resúmenes del XXVII Congreso Geológico Intern. Moscú.
- Álvarez-Sánchez, H., 1984b, La secuencia de las Formaciones Pons, Ancón y Manacas, en la parte central de la Sierra de los Órganos. Cuba. XXII Congreso Geológico Internacional. Moscú.
- Álvarez-Sánchez, H., 1984c, Estratigrafía de la Sierra de Los Órganos y la significación tectónica y paleogeográfica de las olistostromas del Valle de Pons. XXVII, Int, Geol, Congrees. Moscú (abstract). Serie Geol. Mimbás. 5 Pág. La Habana.
- Álvarez-Sánchez, H., 1989, Secuencia estratigráfica, olistostromas y estructura de la Depresión de San Diego. Implicaciones en la tectónica de la Sierra de los Órganos. 1^{er} Congreso Cubano de Geología. Resúmenes. La Habana, Cuba.
- Álvarez Sánchez, H. F., Bernal Rodríguez L. R., 2015, Los melanges Santa Clara y Descanso del cinturón ofiolítico de Cuba Central. Memorias de Geociencias. VI Convención de Ciencias de la Tierra. La Habana, Cuba.
- Álvarez-Sánchez, H, 2023, Conflicto de prioridad en la nomenclatura estratigráfica de la Formación San Juan de la Cuenca de San Diego, Cuba occidental. *Revista Maya de Geociencias. Junio de 2023*. P.82.
- Albear Fránquiz J. F. de, Iturralde-Vinent, M. A., 1985, Estratigrafía de las provincias de la Habana. En *"Contribución a la Geología de las Provincias de La Habana y Ciudad de la Habana. Edit. Cient. Tec. La Habana. pp 12-54*.
- Alves, T. M., 2015, Submarine slide blocks and associated soft-sediment deformation in deep-water basins: A review. *Marine and Petroleum Geology* 67 (2015) 262-285.
- Baceta, J. I., Pujalte, V., Orue-Etxebarria, X., 1991, Rasgos erosivos y deposicionales en la zona proximal de un Slope-Apron carbonatado del Paleoceno Inferior (Eibar, Cuenca vasca). *Geogaceta*, 10, 1991.
- Bermúdez, P. J., 1937, Estudio micropaleontológico de dos formaciones eocénicas de las cercanías de La Habana. *Mem. Soc. Cubana Hist. Nat.* 11 (3): 153- 180.
- Belmustakov, E., Dimitrova, E., Ganev, M., Haydutov, Y., Kostadinov, Y., lanev, S., laneva, J., Kojumdjieva, E., Koshujarova, E., Popov, N., Shopov, V., Tcholakov, P., Tchounev, D., Tzankov, T., Cabrera, R., Díaz-Otero, C., Iturralde-Vinent, M., y Roque-Marrero, F., 1981, (inédito) Geología del territorio Ciego-Camagüey-Las Tunas. Resultado de las investigaciones y levantamiento geológico a escala 1: 250 000. Academia de Ciencias de Cuba y Academia de Ciencias de Bulgaria. *IGP. La Habana. Cuba. 940 pág.*
- Bermúdez, P. J., 1950, Contribución al estudio del Cenozoico cubano. *Mem. Soc. Cub. de Historia Natural. Felipe Poey. Vol. XIX. No. 3*.
- Bermúdez, P. J., 1961, Las formaciones geológicas de Cuba. *Inst. Cubano Rec. Miner., Minist. Indust.,. Serie Geología cubana, No. 1. 177 Págs. La Habana*.
- Bermúdez, P. J., 1964, Adiciones a las formaciones geológicas de Cuba. *Rev. Tecnológica*, 3 (2): 29-34.
- Bresznyánszky, K., e Iturralde-Vinent, M. A., 1978, Paleogeografía del Paleógeno de las provincias de la Habana. En: *Contribución a la Geología de las provincias de La Habana y Ciudad de la Habana. Editorial Científico-Técnica, La Habana, pág. 100-115*.
- Bettelli, G., Panini, F., 1985, Il mélange sedimentario della Val Tiepido (Appennino modenese). *Atti Soc. Nat. Mat. Mod.* 115, 91–106.
- Bettelli, G. y Panini, F., 2011, Che fine hanno fatto le Argille Scagliose dell'Appennino emiliano? *Atti Soc. Nat. Mat. Modena, V. 142 (2011)*61-115.
- Bolli, H. M., Saunder, J. B., Perch-Nielsen, K., (Editors), 1985, Plankton Stratigraphy. Vol 1. Cambridge Univ. Press.
- Bolli, H. M., Beckmann, J-P, Saunders, J. B., 1994, Benthic foraminiferal biostratigraphy of the south Caribbean region. Cambridge Univ. Press. ISBN 0521 41521 7.
- Bolli, H. M., 1957, Planktonic Foraminifera from the Eocene Navet and San Fernando Formations of Trinidad, B.W.I.U.S. *National Museum Bulletin*, 215, 155–172.
- Borello, A. V., 1970, Theoretical aspects of olistostromes and olistoliths. *Sedimentary Geology*, 4(2–3), 183–193.
- Bovenko, V.G., Sheerbakova, B. E. y Hernández, G., 1978, Relaciones entre la constitución geológica y la estructura de la corteza en Cuba occidental. *Sov. Geologiya*, 6: 117-128. (en ruso).

Bouma, A. H., 1962, Sedimentology of some Flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. Elsevier Publish. Co, 168 Pags. Amsterdam.

Bouma, A. H. y Muñoz N. G., 1973, Facies clásticas antiguas y modernas en los fondos marinos. Mem. II^{do} Congres. Lat. de Geol., Tomo 2 Public. Espec. No. 7., Minist. de Min. e Hidrocarb. de Venezuela. pags. 1073-1095, 6 figs, 1 mapa.

Bouma, A. H., Normak, W. R., and Barnes, N. E. (Editors), 1985, Submarine Fans and Related Turbidite Systems. Springer-Verlag. New York.

Bouma, A. H., 1987, Megaturbites: An Acceptable Term?. Geo-Marine Letters. V.7, 63-67.

Bralower, T., Iturralde-Vinent, M. L., 1997, Micropaleontological dating of the collision between the North American continental margin and the Greater Antilles Volcanic Arc in Western Cuba. *Palaios* 12:133-150.

Brönnimann, P., P. Truitt, y G. Pardo, y H. Wassall, 1954, Paleontological report No. 456. Anotations to the correlation chart and catalogue of formations, Las Villas province. CNFG, La Habana (Inédito).

Brönnimann, P. y Rigassi, D., 1963, Contribution to the geology and paleontology of the area of the city of La Habana, Cuba and its surroundings. *Ecol. Geol. Helv.*, 56(1):193-430.

Bush, V. A., y Sherbacova, I. N., 1986, Nuevos datos sobre la tectónica profunda de Cuba. *Geotectonics*, (3): 24-43. (en ruso).

Bush, V. A. y Kondakov, L. A., 1986, Principios de confección del mapa tectónico sobre base geodinámica (en el ejemplo de la Isla de Cuba). *Sovietskaia Geologuia*, No. 3. (en ruso).

Brust, J., Hüneke, H., Meschede, Sommer, M., 2011, Facies and provenance of basin-margin deposits in the Los Palacios Basin (Capdevila Formation, Cuba). *Facies*, 57 73-92.

Butticaz, P., 1946 a, Geologic reconnaissance survey, San Diego de los Baños to Rio San Juan y Martínez, Pinar del Río, Cuba. *Cuban Geological Report 10, Standard Cuban Oil Co. Oficina Nacional de Recursos Minerales, Ministerio de Energía y Minas, La Habana 30 Pags. 1 mapa. (Inédito)*.

Butticaz, P., 1946 b, Geological study of the Rio Lena area, Pinar del Río, Cuba. *Geological Report 10-A, Standard Cuban Oil Co. Oficina Nacional de Recursos Minerales, Ministerio de Energía y Minas, La Habana (Inédito)*.

Cobiella Reguera, J., 1978, Una mélangé en Cuba oriental. *La Minería en Cuba*, Vol. 4, No 4, 46-51.

Cobiella-Reguera, J., 2008, Reconstrucción palinspástica del paleomargen mesozoico de América del Norte en Cuba occidental y el sudeste del Golfo de México. Implicaciones para la evolución del SE del Golfo de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 25, núm. 3, 2008, p. 382-401.

Cotilla Rodríguez, M., 1998, Sismicidad y sismotectónica de Cuba. *Física de la Tierra*. 1998, no 10: 53-86. 155N: 0214-4557.

Cotilla Rodríguez, M. O., 1999, El controvertido alineamiento Habana-Cienfuegos, Cuba. *Estudios Geológicos*, 55, p. 67-88.

Cotilla, M. O., 2006, Un recorrido por la sismología de Cuba. Editorial Complutense. Madrid. ISBN: 978-84-7491-827-4.

Coleman, R. G., 1971, Petrologic and geophysical nature of serpentinites. *G.S.A. Bull. Vol. 82, Pags. 897-918, 6 figs.*

Comisión Norteamericana de Nomenclatura Estratigráfica. 2010. Código Estratigráfico Norteamericano. Universidad Nacional Autónoma de México. Boletín 117.

Cushman, J. A., 1946, Upper cretaceous foraminifera of the Gulf coastal region of the United States and adjacent areas. *US Geol. Survey. Profesional Paper 206. p. 120, pl. 50, figs. 16, 21-22.*

Cruz-Toledo, R., Sánchez-Arango, J. R., Otero Marrero, R., Gómez-Herrera, J.E., Sosa-Meizoso, C., Fariñas Hernández, C., Pérez Martínez, Y., Mejías Rodríguez, L., y Rodríguez Moran, O., 2007a, Evaluación geomorfológica compleja para la caracterización tectónica de la denominada falla San Andrés en la provincia de Pinar del Río. *Memorias, Trabajos y Resúmenes. II Convención Cubana de Ciencias de la Tierra (Geociencias' 2007)*. La Habana.

De Golyer, E. L.; 1918, The geology of Cuban petroleum deposits. *American Association of Petroleum Geologists*; V2: pp 133 - 167.

Díaz Duque, J. A., 1980, El método del Gradiente Total Normal de la Gravedad en el estudio del perfil fundamental. *Manuscrito inédito. Facultad de Minas y Geología. Centro Universitario Hnos. Saíz*.

Díaz Duque, J. A., Azze Pavon, A., Casarreal Valdés, G., Díaz Valdés, O., 1989, Estudio de la estructura profunda de la Provincia de Pinar del Río a partir de la interpretación del campo gravitatorio. *Primer Congreso Cubano de Geología, 1989. Comisión de Geología Regional y Tectónica*.

Dickerson, W. E., 1934, The relationship between the San Cayetano & Viñales Formations in the Organos Mountains. No. 80. *Oficina Nacional de Recursos Minerales, Ministerio de Energía y Minas, La Habana (Inédito)*.

Dublan, L., y Álvarez-Sánchez, H.; (Editores), 1986, **Ilcoch, B.; Mañour, J.; Lledíaz, P.; Molak, B., Vázquez, C.; Snopkova, P.; De los Santos, E., Soucek, J.; Pérez, M.; Mihailova, A.; Bernal, I.; Zoubek, J.; Ordoñez, M.; Soucek, J.; Morousek, J.; Svetska, J.; Marshall, W.; Pérez-Conde, R.; González, E.; Rodríguez, R.**, Informe Final del levantamiento geológico y evaluación de los minerales útiles en escala 1:50,000 del Polígono CAME-I, Zona Centro. *Centro Nacional del Fondo Geológico. La Habana. 1,402 Págs. 250 mapas. (Inédito)*.

Ducloz Ch., 1956, Informe sobre la parte central de la Provincia de Pinar del Río. *Oficina Nacional del Fondo geológico. La habana. (Inédito)*.

Dunham, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: *Ham, W. E. (ed.), Classification of carbonate rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir, pp. 108-121.*

Echevarria-Rodríguez, G., N. V. Shavlinskaya, y V. I. Shazhlov, 1974, Nuevos datos sobre la constitución de la corteza terrestre en la parte occidental de la isla de Cuba. *Dokladi Akad. Nauk SSSR*, 215 (3): 673-676 (en ruso).

Embry, A. F, and Klován, J. E, 1971, A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT: Canadian Petroleum Geology Bulletin, v. 19, p. 730-781.

Fernández, Gena, Fernández, José and Blanco, Silvia, 1987, Estudio biostratigrafico y ambientes de sedimentación del pozo Candelaria 1 de la provincia de P. del Río. In *Memorias del III Encuentro Científico-Técnico de Geología, P. Del Río, Oct. 24, 1987, p. 32-39.*.

Festa, A., Pini, G. A., Dilek, Y., Codegone, G., 2010, Mélanges and mélangé-forming processes: a historical overview and new concepts. *International Geology Review. Vol. 52, Nos. 10–12, pp 1040–1105.*

Festa, A., Ogata, K., Pini, G. A., Dilek, Y., & Codegone, G., 2014a, Late Oligocene–early Miocene olistostromes (sedimentary mélanges) as tectono-stratigraphic constraints to the geodynamic evolution of the exhumed Ligurian accretionary complex (Northern Apennines, NW Italy). *International Geology Revie · July 2014*. Volume 57, 2015 - Issue 5-8: Convergent plate margin processes and their rock record.

Festa, A., Dilek, Y., Gawlick, H-J., Misoni, S., 2014b, Mass-transport deposits, olistostromes and soft-sediment deformation in modern and ancient continental margins, and associated natural hazards. *Marine Geology 356 (2014) 1-4*.

Festa, A., Ogata, K., Pini, G. A., Dilek, Y., Alonso, J. L., 2016, Origin and significance of olistostromes in the evolution of orogenic belts: A global synthesis. *Gondwana Research 39 (2016) 180-203*.

Flores Nieves, A., J. F. Carmona, L. Pérez Estrada, 2003, Principales discordancias del Terciario de la Cuenca Los Palacios. *Memorias GEOMIN 2003, La Habana, 24-28 de Marzo. ISBN 959-7117-11-8*.

Folk, R. L., 1959, Practical petrographic classification of limestones. AAPG Bulletin, Vol. 43, No. 1, p. 1-38.

Franco-Álvarez, G.L., Acevedo-González, M., Álvarez-Sánchez, H., Artime-Peñeñori, C., Barrientos-Duarte, A., Blanco-Bustamante, S., Cabrera, M., Cabrera, R., Carassou-Aragan, G., Cobiella-Reguera, J. L., Coutin-Lambert, R., Albear, J.F. de, de Huelbes, J., Torre y Callejas, A. de la, Delgado-Damas, R., Díaz de Villalvilla, L., Díaz-Otero, C., Dilla-Alfonso, M., Echevarría-Hernández, B., Fernández-Carmona, J., Fernández-Rodríguez, G., Flores, R., Flores-Abín, E., Fonseca, E., Furrázola-Bermúdez, G., García-Delgado, D., Gil-González, S., González-García, R. A., Gutiérrez-Domech, R., Linares-Cala, E., Milián-García, E., Millán-Trujillo, G., Moncada-Ferrera, M., Montero-Zamora, L., Orbera, L., Ortega-Sastriques, F., Peñalver, L.L., Perera, C., Pérez-Arias, J. R., Pérez-Lazo, J., Pérez-Rodríguez, E., Pífiere-Pérez, E., Recio-Herrera, A. M., Sánchez-Arango, J. R., Saunders-Pérez, E., Segura-Soto, R., Triff-Oquendo, J., Zuazo-Alonso, A., Pszczółkowski, A., Brezsnýánszky, K., Slavov, I., y Myczyński, R., 1992, Léxico Estratigráfico de Cuba. Centro de Nacional de Información Geológica, La Habana, 658 p. (Primera versión). (Inédito).

Furrázola-Bermúdez, G., Khudoley, K., Mikhailoskaya, M., Miroljubov, Y., Novokhatsky, Y., Nuñez-Jimenez, A., Solsona, J., 1964, Geología de Cuba. Editorial Universitaria. La Habana. 239 pags.

Furrázola-Bermúdez, G., Blanco Bustamante, S., Sánchez Arango, J., 1973, Lista progresiva de micropalontología de la región de San Diego. *DGGG. La Habana. (manuscrito)*.

Furrázola-Bermúdez, G., Blanco Bustamante, S., Sánchez Arango, J., 1974, Informe de investigación de investigación palentológica. *Manuscrito inédito*.

Furrázola Bermúdez, G.; Fernández, G. y Blanco, S; 1976. Comprobación de un horizonte Daniano en Cuba. *La Minería en Cuba, La Habana, 2 (1):4 -55*.

Furrázola-Bermúdez, G., Sánchez Arango, J. R., García Sánchez, R., Bassov, V.A. 1978, Nuevo esquema de correlación estratigráfica de las principales formaciones geológicas de Cuba. *La Minería en Cuba. vol. 4. Nº. 3. pags. 36 a 52. 12 figs*.

Furrázola-Bermúdez, G., Gil, S., Díaz de Villalvilla, L., García Delgado, D., Delgado Damas, R., Peñalver Hernández, L. L., 1994, Léxico Estratigráfico de Cuba. Segunda Versión. *Proyecto 305 del Inst. de Geología y Paleontología. La Habana. Cuba (Inédito)*.

García-Casco, A., Iturralde-Vinent, M. A., and Pindell, J, 2008, Latest Cretaceous collision/accretion between the Caribbean Plate and Caribeana: Origin of metamorphic terranes in the Greater Antilles. *International Geology Review, Vol. 50, 2008, p. 781–809. DOI: 10.2747/0020-6814.50.9.781*.

García Sánchez, R., 1978, Notas sobre la constitución geólogo-estructural de la depresión de Los Palacios. *La Min. En Cuba., v.4, no.3, pp-30-35*.

García-Delgado, D., y Torres, A. I., 1998, Sistema Paleógeno. En: *Furrázola-Bermúdez, G., y Nuñez-Cambra, K., (Editores) Estudios sobre Geología de Cuba. Instituto de Geología y Paleontología, Centro Nacional de la Información Geológica*.

García Delgado, D. E., et al., 2005, Mapa geológico de la Provincia de Pinar del Río a escala 1: 100 000 en base digital. IGP La Habana. Empresa Geomin. Pinar del Río. **VI CONGRESO DE GEOLOGÍA (GEOLOGIA 2005) Geología Regional y Tectónica**.

Galán, E., González, I., Mayoral, E. y Vázquez, M. A., 1989, Caracterización y origen de la facies glauconítica de la Cuenca del Guadalquivir. *Estudios geol.*, 45: 169-175 (1989).

González García, R. A., 1985, Generalización estratigráfica del Paleógeno de las provincias Habana-Matanzas. *Trabajo de Diploma. I.S.M.M. Moa. Centro de Investigaciones Geológicas. Ministerio Industria Básica. La Habana (Inédito)*.

Gordon, M. B., Mann, P., and Cáceres D., Flores, R., 1997, Cenozoic tectonic history of the North America-Caribbean plate boundary zone in western Cuba. *Journal of Geophysical Research. Vol. 102, No. B5, pages. 10,055-10,082, May 10, 1997*.

Gutiérrez Domech, M. R., Bernal Rodríguez, L., Barrientos Duarte, A., Llanes Castro, A. I., López Rodríguez, N., Flores Valdés, L., Pantaleón Vento, G., Balado Piedra, E., Corvea Porras, J. L., Martínez Maqueira, Y., Zamora Martín, J., Batista, R., Córdova Gómez, J. T., 2016, Geositos de interés patrimonial de Cuba occidental. Proyecto 256: Protección y Conservación del Patrimonio Geológico. Informe final. Inst. Geol. y Paleont. La Habana.

Hatten Ch. W. and Meyerhoff, A. A. , 1956, Reconnaissance traverse: Bahía Honda. San Cristóbal, Sierra del Rosario, Pinar del Río. (Inédito) Fotocop. 5 págs. 1 map. Fondo Geológico Nacional de La Habana.

Hatten, Ch. W., 1957, Geology of Central part Sierra de los Órganos. Pinar del Río Province Cuba. 48 pags. 19 figs. Fondo Geológico Nacional. La Habana. Cuba.

Hatten, Ch., W.; Schooler, O. E.; Giedt, N. R. and Meyerhoff, A. A. , 1958, Geology of central Cuba, Eastern Las Villas and Western Camaguey provinces, Cuba. Centro Nac. Fondo Geol., Minist. Indust. Bas., La Habana (inédito).

Hayward, B., 2012, Pleurostomella subnodosa (Reuss, 1851) †. In: Hayward, B.W., Cedhagen, T., Kaminski, M., Gross, O. (2015) *World Foraminifera Database*.

Herrera N. M., 1961, Contribución a la estratigrafía de la Provincia de Pinar del Río. Rev. Soc. Cubana de Ingenieros. Vol. LXI. No.1, 2. pags. 2-24.

Hsü K. J., 1968, Principles of melanges and their bearing on the Franciscan Knoxville Paradox. Geol. Sec. of Am. Bull. V. 79, pp 1063-1074, 2 figs, 2 pls.

Hsü, K. J., 1974, Melanges And Their Distinction From Olistostromes. Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation (SP19) (SEPM).

Hoedemaeker, Ph. J., 1973, Olisthostromes and other delapsional deposits and their occurrence in the region of Moratalla (Province of Murcia, Spain). Scripta Geol., No. 19, 207 págs. Leiden, Rijksmuseum van Geologie en Mineralogie.

Huelbes Alonso de, J. y Colectivo de autores, 2013, Léxico Estratigráfico de Cuba. Tercera versión. Inst. de Geol. y Paleont. Serv. Geol. de Cuba. La Habana. Cuba. ISBN: 978-959-7117-58-2.

Ineson, J. R., 1985, Submarine glide blocks from the Lower Cretaceous of the Antarctic Peninsula. Sedimentology. Vol. 32. No. 5. 659-670.

Ikehara, K., Ashi, J., Machiyama, H., and Shirai, M., 2012, Submarine Slope Response to Earthquake Shaking Within Western Sagami Bay, Central Japan. En: Yasuhiro Yamada, Kiichiro Kawamura, Ken Ikehara, Yujiro Ogawa, Roger Urgeles, David Mosher, Jason Chaytor, Michael Strasser (eds.) 2012, Submarine Mass Movements and Their Consequences. Advances in Natural and Technological Research 31. DOI 10.1007/978-94-007-2162-3_1. Springer Science.

Ineson, J. R., 1985, Submarine glide blocks from the Lower Cretaceous of the Antarctic Peninsula. Sedimentology. Vol. 32. No. 5. 659-670.

Iturralde Vinent, M. A., 1981, Nuevo modelo interpretativo de la evolución geológica de Cuba. Cienc. de la tierra y el Esp., n. 3, p. 51-89.

Iturralde-Vinent, M. A., editor. 1984, Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba. IUGS/UNESCO. Project 364. Special Contribution Nº.1: Págs. 121-130.

Iturralde-Vinent, M. A. (Editor), 2011, Compendio de Geología de Cuba y del Caribe. Primera Edición. DVD-ROM. Editorial CITMATEL, La Habana, Cuba.

Iturralde-Vinent, M. A. (Editor), 2012. Compendio de Geología de Cuba y del Caribe. Segunda Edición. DVD-ROM. Editorial CITMATEL, La Habana, Cuba.

Kantchev, Il., Boyanov, I., Goranov, A., Iolkichev, N., Cabrera, R., Kanazirski, M., Popov, N. y Stancheva, M., 1978, Geología de las provincias de Las Villas. Resultado de las investigaciones y levantamiento geológico a escala 1: 250,000 realizados entre 1969 y 1975. (Inédito). Archivo ONRM, Archivo IGP. C. Habana.

Khudoley, K. M., 1967, Principal features of cuban geology. AAPG Bull. v.51. p.668-677. 3 figs.

Kleckner, J. B., 1942, Progress report of the geological survey of Pinar del Río mountains front area in the vicinity of San Diego de los Baños, Pinar del Río province. ONRM. La Habana (inédito).

Konev, P. N. y Segura Soto, R., 1979, Presencia de Olistostromas en la Región Varadero. La Min. En Cuba 5. No.4.)

Kozary, M. T., 1956, Reconocimiento geológico de Loma Cunagua. Centro Nac. Fondo Geol., Minist. Indust. Bas., La Habana (inédito).

Lewis, J. W., 1932, Geology of Cuba (with discussion by R. J. Metcalf). Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 16:533-555.

Linares, E.; Osadchy, P.; Dovbnia, A.; Gil, S.; García, D.; García, L.; Zuazo, A.; González, R.; Bella, V.; Brito, A.; Bush, W.; Cabrera, M.; Capote, C.; Cobiella, J. L.; Díaz de Villalvilla, L.; Eguipko, O.; Evdokimov, Y.; Fonseca, E.; Furrzola-Bermúdez, G.; Hernández, J.; Judoley, C. M.; Kondakov, L.; Markovskiy, A.; Norman, A.; Pérez, M.; Peñalver, L.; Tijomirov, I.; Trofimov, V.; Vtulochkin, A.; Vergara, F.; Zagoskin, A. y Zelepuguin, V., 1985, Mapa geológico de la República de Cuba, escala 1:500 000. Centro de Investigaciones Geológicas, Minist. Indust. Bas., La Habana.

Lockwood J. P., 1971, Sedimentary and gravity-slide Emplacement of serpentinite. Geol. Sec. of Am. Bull. v 82 P. 919-936, 6 figs.

López Quintero J. C., López Rivera J. G., et. al., 1987, Acerca de la constitución geológica de la parte oriental de la Cuenca de Los Palacios. Mem. III Encuentro Cient. Tec. de Geol. Soc. Cub. de Geol. Pinar del Río. pp. 27-31.

López Rivera, J. G., Rodríguez, R. y López Quintero J. O., 1987, Esquema general de la constitución geológica de la mitad occidental de la Provincia de Pinar del Río. Boletín de Geociencias.

Macdonald Jr., J. H., Mlinarevic, A. N., Harper, G. D., Miller, R. B., Miller, J. S., and Cynthia E. Schultz: 2005, Sedimentary Serpentinites of the Ingalls Ophiolite Complex: Further Evidence of a Fracture Zone Setting. Joint Meeting Pacific Section, AAPG & Cordilleran Section GSA April 29–May 1, 2005, San José, California.

Millán Trujillo, G., 1972, El metamorfismo y mesodeformaciones de la unidad tectónica regional más suroriental de la Sierra de Los Órganos. Actas. Acad. de Cienc. de Cuba. Inst. de Geol., No. 2, pp, 33-35. La Habana.

Millán, G.; Somin, M. L., 1976, Algunas consideraciones sobre las metamorfitas cubanas. Serie geológica N° 27. pag. 1-21. Acad. de Cienc. de Cuba. La Habana.

Millán, G., Somin, M. L.; 1981, Litología, estratigrafía, tectónica y metamorfismo del macizo del Escambray. Editorial Academia, La Habana.

Millán, G. y Somin, M. L., 1985, Condiciones geológicas de la constitución de la capa granito-metamórfica de la corteza terrestre de Cuba. Pub. Esp. Inst. de Geol. y Paleont. La Habana. 83 p.

Millán, G., 1988, La asociación glaucofana-pumpellita en metagabroides de la faja metamórfica Cangre. Bol. Geociencias. Vol. 3, No. 1, pp 35-36.

Millán, G., 2003, Algunas consideraciones sobre la tectónica de Cuba occidental. (Provincia Pinar del Río). Mem. GEOMIN 2003, V Cong. de Geología y Minería. Geología Regional. La Habana.

Ilcoch, B. y Alvarez-Sánchez, H., 1984, Trabajos complementarios para la construcción del nuevo esquema estratigráfico de la Zona Manicaragua. Etapa 21. Informe Final Zona Centro. Escambray II. (inédito).

Mossakowsky A., Nekrasov G., Sokolov S. (Redactores Principales), 1988, Mapa Geológico de Cuba 1:250,000. Academia de Ciencias de Cuba. Inst. de Geol. y Paleont.

Mutti E., Ricci–Lucchi F., 1972a, Le Torbiditi dell' Apennine Settentrionale: Introduzione all'Analisi di Facies. Memorie Societa Geologica Italiana, Vol. 11, pp. 161–199. International Geology Review, 20(2):125–166.

Mutti, E., and Ricci Lucchi, F., 1972b, Turbidites of the northern Apennines: Introduction to facies analysis (English translation by T. H. Nilsen, 1978). Intern. Geology Review, v. 20, p. 125-166.

Mutti, E. and Nilsen, T. H., 1981, Significance of intraformational rip-up clast in deep-sea deposits. IAS 2nd EUR. MTG. Bologna, 1981, Abstr.

Mutti, E., Tinterri, R., Magalhães, P. M., & Basta, G., 2007, Deep-water turbidites and their equally important shallower water cousins. American Association of Petroleum Geologists (AAPG), Annual Convention, Long Beach, California (Abstract CD, 4 pp.)

Mutti, E., Bernoulli, D., Ricci Lucchi, F., Tinterri, R. 2009. Turbidite and turbidity currents from Alpine ‘flysch’ to the exploration of continental margins. Sedimentology 56: 267–318.

Mutti, E., 2011, Turbidites. Search and Discovery Article #30214 (2011) Adapted from special lecture at AAPG International Conference and Exhibition, Milan, Italy, October 23-26, 2011.

Nagy, E., Brezenyansky, K., Brito, A., Coutin, D. P., Formell, F., Franco, G. L., Cyarmati, P., Jakus, P., Radócz, Gy., 1976, Texto Explicativo del mapa geológico de la Provincia de Oriente a escala 1: 250,000 levantado y confeccionado por la Brigada Cubano-Húngara entre 1972 y 1976. Inédito. Biblioteca IGP. La Habana. Cuba. 788 pp.

Ogata, K., Pini, G. A., Tinterri, R. & Mutti, E., 2012, Mass transport processes and related deformation mechanisms in sedimentary mélanges. Soc. Geol. It., Vol. 22 (2012), pp. 158-161, 1 figg.

Ogata, K., Pini, G. A., Festa, A., Pogacnik, Z. and Corrado Lucente, C. 2016, Meso-Scale Kinematic, indicators in Exhumed Mass Transport Deposits: Definitions and Implications. In book: Submarine Mass Movement and Their Consequences, Advances in Natural and Technological Hazards Researches 41. Chapter 46, Publisher Springer International.

Ordaz Hernández, A., Hernández Santana, J. R., Cofiño Arada, C. E., Méndez Linares, A. P., Galaz Escanilla, G., 2013, Análisis estructural y morfotectónico en los municipios San Cristóbal y Candelaria, Cuba Occidental: contribución a los estudios de peligrosidad sísmica de la Falla Pinar. Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM ISSN 0188-4611, Núm. 82, 2013, pp. 7-23.

Palmer, R. H, 1934, The geology of Habana, Cuba and vicinity. Journ. Geol., 24(2):123-145.

Palmer, R.H., 1945, Outline of Geology of Cuba. Jour. of. Geol. v. 53. no. 1. pp. 1-34.

Pardo, G., 1975, Geology of Cuba. In The Ocean basins and margins, Alan E. M. Nairn Edit. Francis G. Stehli. Vol. 3: Caribbean and Gulf of Mexico, p. 553-613. Plenum Press. New York.

Pérez Pacareu, L. J., 1977, Consideraciones geofísicas del norte de Pinar del Río. Ciencias Técnicas. Julio de 1977. La Habana.

Pérez Othon J., Yarmoliuk V. A. (Redactores Principales), 1985, Mapa Geológico de la República de Cuba. 1:500,000. Ministerio de la Industria Básica. República de Cuba.

Pettijohn, F., 1975, Sedimentary Rocks (3rd edition). Harper & Row. N. York.

Piotrowska, K., 1977, Outline of tectonics of the Pinar del Río Province (Cuba). Bull. De L' Acad. Polon. Des Science. Série des Sciences de la Terre. Vol. XXIV, No. 3/4.

Piotrowska, K., 1978, Nappe Structure in the Sierra de Los Órganos, western Cuba. Acta Geol. Polonica, vol. 28, No 1. p 97-170.

Piotrowska, K., 1987, La estructura de nappes en la Sierra de Los Órganos. En **Pszczółkowski, A., Piotrowska, K., Piotrowski, J., Torre y Callejas, A., Myczyński, R., Haczewski, G.**, 1987, Contribución a la geología de la provincia Pinar del Río. Editorial Científico-Técnica, La Habana, Cuba, 253 p.

Piotrowski, J., 1987**b**, Nuevos datos sobre los sedimentos del Cretácico Superior tardío y el Paleógeno en la Zona Estructuro-Facial de San Diego. En **Pszczółkowski, A. et al.** Contribución a la geología de la provincia de Pinar del Río. Editorial Científico Técnico, pp. 185-196. La Habana.

Plummer, H. J., 1927, Foraminifera of the Midway Formation in Texas. *Bulletin of the University of Texas*, No. 2644, 1–206.

Pszczółkowski, A., 1971, Jurassic, Cretaceous and Paleogene deposits of Sierra del Rosario (Cuba). *Bull. Acad. Polon. Sci., Ser. Sci. Terre*. V. 19; 249-259. Warszawa.

Pszczółkowski, A.; Piotrowska, K.; Mycznski, R.; Piotrowski, J.; Skupinski, A.; Grodzicki, J.; Danilewski, D. y Haczewski, G., 1975, Texto explicativo al mapa geológico a escala 1:250 000 de la provincia de Pinar del Río. Brigada Cubano- Polaca, Inst. Geol. Paleont., Minist. Indust. Bas., La Habana (inédito).

Pszczółkowski, A. y Albear, J. F. de, 1982, Subzona estructuro-facial de Bahía Honda Pinar del Río; su tectónica y datos sobre la sedimentación y paleogeografía del Cretácico Superior y del Paleógeno. *Cienc. De la Tierra y del Espacio*. No. 5, pp.3-24.

Pszczółkowski, A. y Flores, R., 1986, Fases tectónicas del Cretácico y del Paleógeno en Cuba occidental y central. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences. Earth Sciences*. V. 34. No. 1.

Pszczółkowski, A., Piotrowska, K., Piotrowski, J., Torre y Callejas, A., Myczyński, R., Haczewski, G., 1987, Contribución a la geología de la provincia Pinar del Río. Editorial Científico-Técnica, La Habana, Cuba, 255 p.

Prol Betancourt, J. L., Rifá Hernández, M. C., 2005, Papel de los métodos gravimétrico y magnetométrico en el contexto de la exploración geofísica para petróleo dentro del cinturón plegado cubano. *Primera Convención Cubana de Ciencias de la Tierra, Geociencias´2005*.

Pusharowsky Yu. M., Knipper A. L., Puig-Rifa, M., 1965, Mapa Tectónico de Cuba 1: 1,250,000. *Acad. Ciencias de Cuba, Acad. Ciencias de la URSS*.

Pushcharovsky, Yu. M. (Editor), 1989, Tectonics of the Republic of Cuba. Explanatory Note to the Tectonic Map of Cuba Scale 1:500000. *Moscow: Edit. Isdatelstbo Nauka, (en ruso)*.

Sánchez Alarcón, C. E., Prol Betancourt, J. L., 2003, Regionalización de los campos potenciales en la ZEE de Cuba en el Golfo de México. *Memorias GEOMIN 2003, La Habana, 24-28 de Marzo*. ISBN 959-7117-11-8. II Taller Internacional sobre geología y potencial petrolero del SE del Golfo de México (aguas profundas).

Santillán-Piña, N. y Aguayo-Camargo, J. E., 2011, Facies sedimentarias turbidíticas del Terciario Inferior en la Cuenca de Chicontepec, Centro-Oriente de México. *Revista Ingeniería, Investigación y Tecnología*, 12(3): 337–352.DOI: 10.22201/fi.25940732e.2011.12n3.034.

Saura, E., Vergés, J., Brown, D., Lukito P., Soriano, S., Torrecusa S., García, R., Sánchez, J. R., Sosa; C., Tenreiro R., 2008, Structural and tectonic evolution of western Cuba fold and thrust belt. *Tectonics*, Vol. 27, TC4002, doi: 10.1029/2007TC002237.

Simons, F. S. & Straczek, J. A., 1958, Geology of the Manganese Deposits of Cuba. *Geol. Surv. Bull.* 1057. Washington. 289 p.

Shein, V. S., Kleschov, V. A., et al., 1974, Tipos de regiones (cuencas) petrogasíferas de Cuba, estructuras locales y regularidades de su distribución. *Resúmenes I Jornada Científica DGGG. Tomo 1*.

Shablinskaya, N. y Shatsilov, N.. 1971, Informe sobre los trabajos sísmicos en la Depresión de San Diego. *CNFG. La Habana. (ined.)*.

Sheridan, R. E., Austin, J. A., Gradstein, F. M., et al., 1996, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. Vol. 150: *Bahamas Transect. College Station, TX: Ocean Drilling Program*.

Sliter, W. V. & Baker, R. A., 1972, Cretaceous bathymetric distribution of benthic foraminifers. *Journal of Foraminiferal Research*, 2(4): 167-181.

Soloviev, O. N., Skidan, S. T., Skidan, L. K., Pancratov, A. P., 1963; Mapa Gravimétrico de la República de Cuba 1:500,000. Corrección de Bouguer. *Rev. Tecnológica*. V. 2. no. 2. pp. 8-19.

Soloviev, O. N., Skidan, S. A., Skidan I. K., Pankratov, A. P. y Khudoley, K. 1964, Comentarios sobre el Mapa gravimétrico de la Isla de Cuba. *Rev. Tecnológica*. V. 2. no. 2. pp. 8-19.

Soloviev, O., 1964; Mapa Magnetométrico de la República de Cuba. *Inst. Cubano de Recursos Minerales*.

Somin, M. L. y Millán, G., 1974, Informe sobre los trabajos de campo del periodo 1973-1974. *Manuscrito inédito*. Archivo Inst. de Geol. y Paleont.

Somin, M. L., y Millán, G., 1977, Sobre la edad de las rocas metamórficas cubanas. *Inf. Cient. Técnico* No. 2. Acad. De Cienc. de Cuba.

Somin, M. L., Millán, G., 1981, Geología de los complejos metamórficos de Cuba (Geologia metamorfisheskich kompleksov, Kuby). *Isdatelstvo Nauka, Moscú*, 219 pp (en ruso).

Somin, M. L., Lepekhina, E. N, Tolmacheva, E. V., 2006, The El Guayabo Gneiss as a probable Fragment of sialic Basement for the Cretaceous Volcanic Arc in Western Cuba. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 8, 03377, 2006. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU06-A-03377.

Sylvester, A. G., 1988, Strike-slip faults. *Geol. Soc. of American Bull.*, v. 100, p.1666-1703, 31 figs. 1 table, Nov.1988. [14,15]

Ríos, J. M., 1969, Índice sistemático de las formaciones geológicas y de las fases de plegamiento. Editorial Alhambra. Madrid.

Rigassi-Studer, D., 1963, Sur la géologie de la Sierra de Los Organos, Cuba. *Extrait des Archivés des Sciences, Geneve*, vol 16, fasc 2. pp 339-350, 11 fig., 1 tbl.

Reguant, S. y Ortiz, R., 2001, Guía Estratigráfica Internacional. Versión abreviada. *Rev. Soc. Geol. de España*. Vol. 14 (3-4). Diciembre.

Rojas Consuegra, R., 2005, Estratigrafía, tafonomía y paleoecología de los rudistas en el territorio cubano. VI Congres. Geología y Paleont. Mem. En CD-Rom. La Habana.

Rojas-Agramonte, Y., Kröner, A.; García-Casco, A.; Iturralde-Vinent, M.A., M.T.D. Wingate, D.Y. Liu, 2006, Geodynamic implications of zircon ages from Cuba. *EGU06-A-04943*.

Rosencrantz, E., 1990. Structure and tectonics of the Yucatan Basin, Caribbean Sea, as determined from seismic reflection studies. *Tectonics*, vol. 9, no. 5, pp. 1037–1059. <https://doi.org/10.1029/TC009i005p01037>.

Rutten, L. M. R., 1934, Geology of Isla de Pinos, Cuba. *Kon. Akad. Wetensch Amsterdam, Sec. Sci. Proc.*, Vol. 37, no. 7, pp. 401-406. Utrecht, *Communicated at the meeting of June 30, 1934*.

Tarquin, C., and Young, J. R., 1987, Isolated Olistoliths from the Longobucco Basin, Calabria, Southern Italy. *Marine Clastic Sedimentology* O J. K. Leggett & G. G. Zuffa (Graham and Trotman, 1987) pp. 75-88. Chapter 4.

Thiadens, A. A., 1937, Geology of the southern part of the province Santa Clara (Las Villas) Cuba. *Geog. Geol. Mededeelingen, Phys. Geol. Reeks*, Nº 12, *Min. geol. Inst. Rijksuniv*; pp.1-69. Utrecht.

Toucet, S., Echevarria, G., Prol, J. L., 2005, Golfo de Batabanó. Expectativas gasopetrolíferas basadas en la interpretación compleja de datos geofísicos. *GEOCIENCIAS´2005. Memorias en CD-Rom, La Habana, 5-8 de Abril del 2005*.

Truitt, P. B., Pardo, G., 1953, Geologic Memorandum PT-21. Geology of Santa Clara- Calabazar-Camajuaní-Placetas area. *Centro Nac. Fondo Geol., Minist. Indust. Bas., La Habana (inédito)*.

Truitt, P. y P. Brönnimann, P., 1955, Preliminary report on the geology of the Viñales área, Pinar del Río province. *Centro Nac. Fondo Geol., Minist. Indust. Bas., La Habana (inédito)*.

Truitt, P. y Brönnimann, P., 1956, Geologic Memorandum PT-48. Geology of Pinar del Río and Isla de Pinos, Cuba. *Centro Nac. Fondo Geol., Minist. Indust. Bas., La Habana (inédito)*.

Valdéz Nodarse, E. L. y Denisov, V., 1985, Resultados principales de la búsqueda evaluativa para barita en el yacimiento “El Indio”. Provincia Pinar del Río. Cuba. *Minería y Geología*. 3-85.

Valdéz Nodarse, E y Rojas León, L., 1987, Presencia de depósitos del Maestrichtiano al Noroeste del poblado de San Juan y Martínez. *Boletín de Geociencias*. Vol. 2. No. 2.

Valdéz Nodarse, E. L., Sánchez, J. L., Díaz, A., Pimentel, A., 1988, Nuevas ideas sobre la génesis de los yacimientos de barita del distrito mineral Gertrudis-Jagua, Pinar del Río, Cuba. *Empresa de Geología de Pinar del Río. (inédito)*.

Vermunt, L. W. J., 1937 a, Cretaceous Rudistids of Pinar del Rio Province, Cuba. *Journal of Paleontology*. 11 (4): 261-275.

Vermunt, L. W. J., 1937 b, Geology of the province of Pinar del Río, Cuba. *Geog. Geol.Mededdel., Utrecht,Phys. Geol. Reeks*, 13:1-60.

Wilson, J. L., 1975, Carbonate Facies in Geologic History. Springer-Verlag, New York, 471 p.

Yamada, Y., (eds.) 2012, Submarine Mass Movements and Their Consequences. *Advances in Natural and Technological Research* 31. DOI 10.1007/978-94-007-2162-3_1. Springer Science.

Las Formaciones del Paleógeno de la Faja Cangre de la Cordillera de Guaniguanico de Cuba occidental y su significado tectónico.

Humberto Álvarez-Sánchez

Colaborador de la Revista

Introducción.

La Cordillera de Guaniguanico del occidente de Cuba contiene un perfil litoestratigráfico Jurásico Inferior a Eoceno y tiene sus análogos en los macizos metamórficos de Cuba central. El Macizo Metamórfico Escambray muestra las mayores coincidencias estratigráficas con Guaniguanico, inclusive en su magmatismo jurásico-oxfordiano destacado en las Fms. Loma La Gloria y La Chispa (Millán y Somin, 1981; 1985a) correlacionados con la Sierra del Rosario en las Fms. El Sábalo y Francisco (Pszczótkowski, 1978) y con la Fm. Arroyo Cangre (Piotrowski, 1977) del Jurásico-Oxfordiano de la Faja Cangre de Cuba occidental.

En la Sierra de Los Órganos S.s no se conocen rocas magmáticas, mientras, en el Escambray, no hay pruebas de rocas paleogénicas (Álvarez-Sánchez, 2015); pero en Guaniguanico, existen las Fms. Ancón (Truitt y Brönnimann, 1955, 1956) y Manacas (Hatten, 1956, 57) del Paleoceno temprano al Eoceno. Ancón incluye calizas micríticas, chert radiolarítico, areniscas y brechas, muy similar a la Fm. Loma Quivacán del Escambray. Manacas, en lo básico, es un flysch de grauvacas, brechas y olistostromas mono y policomponentes. Formaciones que poseen una importancia singular en la geotectónica de Guaniguanico, ya que sirvieron de superficie pasiva durante el desplazamiento de los nappes de la columna terrígeno-calcareá del Jurásico-Cretácico Inferior, al final del ciclo orogénico.

El Escambray, con metamorfismo HP-LT, alcanzó hasta la facies eclogítica (Stanik *et al.*, 1981; Millán y Somin, 1985b). Pero en la Sierra de Los Órganos no existen rocas con algún grado metamórfico considerable. Al sur de la

Sierra de Los Órganos, en contacto tectónico con sus unidades meridionales, se despliega un cinturón metamórfico denominado Faja Cangre (Millán, 1972, 76, 88) de características contrastantes. Su perfil estratigráfico coincide con el perfil esencial de la Sierra de Los Órganos, excepto que la Formación Arroyo Cangre equivalente de la Formación San Cayetano y la Formación Jagua (Palmer, 1945) contienen productos magmáticos. En el cinturón Cangre el metamorfismo de muy bajo grado, no fue suficiente para causar modificaciones sustanciales de la composición de su columna estratigráfica representante del corte de la Sierra de Los Órganos, pero afectó a las secuencias paleogénicas de las Fms. Ancón y Manacas, en la culminación de su corte estratigráfico.

Tales acontecimientos en macizos de estratigrafía equivalente, la edad en la que ocurren sucesos comunes, el contraste de lo ocurrido o su falta para ciertos eventos y, al contrario, la simultaneidad de lo sucedido para algunos; poseen una significación fundamental en la historia geológica de estos complejos. En este trabajo se examinan tales condiciones con el fin de continuar profundizando en la geología de Guaniguanico y su desarrollo tectónico.

La Faja Cangre. Su composición y metamorfismo.

La Faja Cangre (Figura 1) llamada primero Complejo Metamórfico Carbonato-Terrígeno (Millán y Somin, 1976), buza al Sur y SW y se extiende en una dirección SW, con su eje paralelo a las estructuras de la Sierra de Los Órganos entre El Sábalo hasta la altura del meridiano del Valle de San Andrés. A partir de allí las unidades Sierra de Los Órganos tuercen al SE y la Faja Cangre sigue recta hasta San Diego de Los Baños con una importante mengua de su potencia. En ese segmento final la Faja Cangre, contacta con los sedimentos del Cretácico-Paleoceno a Eoceno Inferior de la Depresión de San Diego, En esta última extensión La Faja Cangre, cortada por la Falla Pinar del Río que es un rasgo tectónico tardío, se sumerge hacia la Sierra del Rosario a la altura del nudo de San Diego de Los Baños, comportamiento que sugiere la posibilidad de que la faja metamórfica se extienda hasta una distancia y profundidad desconocidas, desplazada por la Falla Pinar,

tal como se representa en el perfil de la Figura 2 de Álvarez-Sánchez (2021).

Las referencias al cinturón metamórfico Cangre y la descripción de su composición estratigráfica se encuentran mal historiados en la literatura reciente. Su equivalencia con la estratigrafía "Sierra de Los Órganos" se conoce desde los años 50; reflejada en mapas regionales, nunca citados en la literatura; documentos prácticamente ya perdidos (Dickerson, 1933; Law y Meyerhoff; Morgan y otros). Los documentos de Truitt y Brönnimann (1955, 1956); Hatten y Meyerhoff (1956), Hatten (1957); Krömmelbein, 1962 (fecha de publicación; no la del trabajo de campo) se conservan pero poco se examinan o citan. Krömmelbein, en compañía de Truitt, calificaron la faja metamórfica como secuencias de San Cayetano y Jagua +

Viñales metamorizadas y no como cierto "Complejo Basal" como se pensó previamente (Lewis, 1932; Schuchert, 1935). Los primeros reportes sobre las Fms. Ancón y Manacas, en la Faja Cangre se encuentran en Truitt (1955) y Truitt; Brönnimann (1956), quienes describieron "calizas del Cretácico Superior a Eoceno Inferior de la Formación Ancón y flysch, descansando sobre las Formaciones Viñales y Jagua, bajo un cabalgamiento de secciones metamorizadas de la Formación San Cayetano"(sic.). Hatten (1957) describió en el cinturón Cangre las Fms. Jagua, Viñales y Manacas, pero sin observaciones específicas sobre el metamorfismo, al contrario de lo que parece creerse (Cruz *et al.*, 2003; 2007). Otras descripciones sobre las rocas paleogénicas de la Faja Cangre se encuentran en Krömmelbein (1962) llamados como Fm. Habana y por Álvarez-Sánchez (1972),

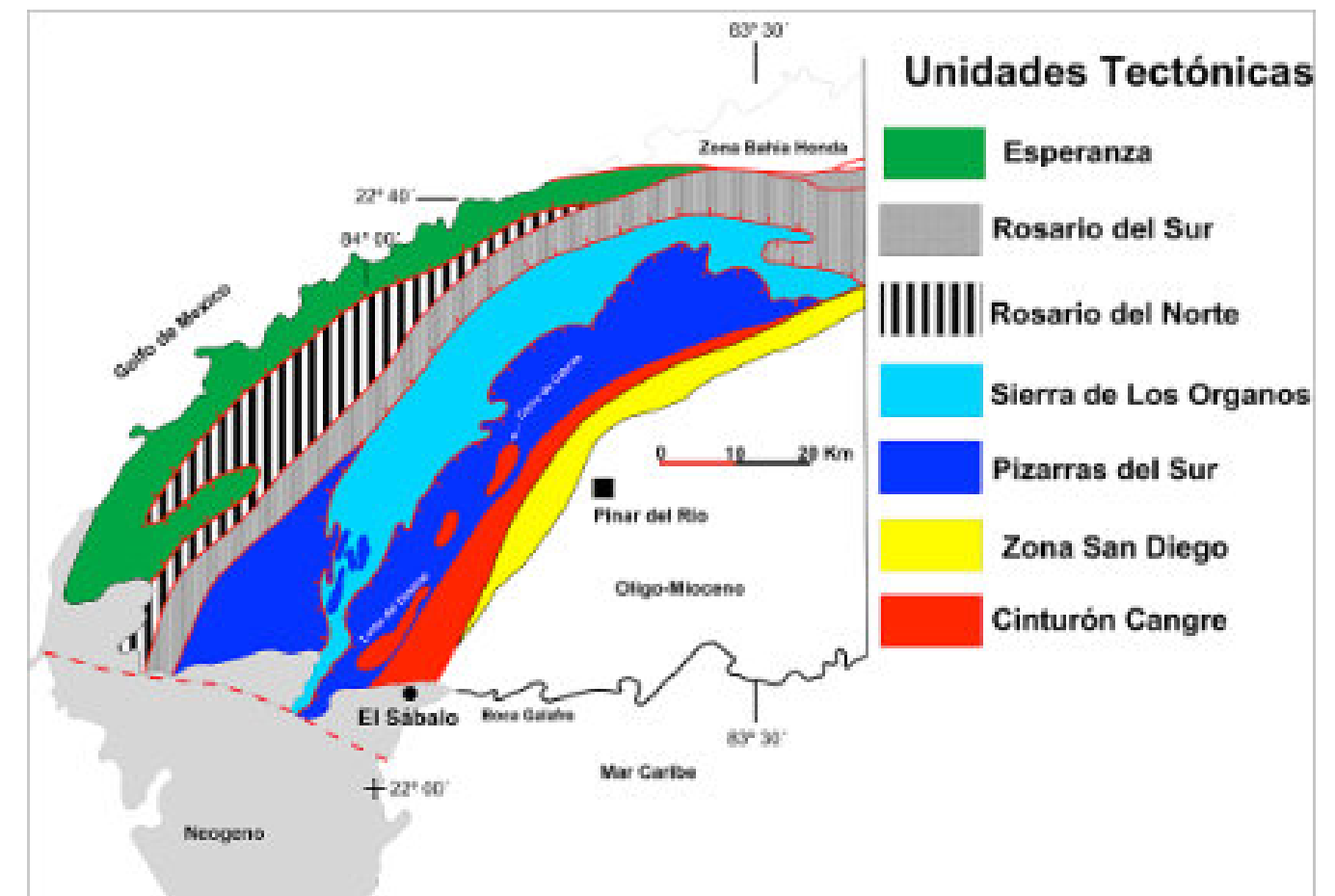


Figura.1. Emplazamiento de la Faja Cangre en las unidades tectónicas principales del centro y occidente de la Provincia de Pinar del Río. Cuba occidental. En el extremo aflorado al norte del poblado de El Sábalo la Faja Cangre se expone por más de 5 km. Hacia el extremo oriental, poco antes de San Diego de Los Baños se reduce a menos de 1 km de exposición. (Modificada de Millán, 2003).

llamados flysch del Paleoceno-Eoceno Inferior, ambos en referencia a las rocas paleogénicas de la faja metamórfica.

Durante el levantamiento del mapa 1:250,000 de la Provincia de Pinar del Río por la expedición de la Academia de Ciencias de Polonia; Piotrowska (en Pszczółkowski, *et al.*, 1975 y 1978, 1987) separó tres unidades en la Faja Cangre nombradas Pino Solo, Mestanza y Cerro de Cabras. Pino Solo, la más meridional, integrada por la Fm. Arroyo Cangre (Piotrowski, *op cit.*) de esquistos metaterrígenos, calizas recrystalizadas y metabasitas con buzamiento al sur; cabalga en varios perfiles a la Unidad Mestanza y en otros exhibe con ella sus relaciones estratigráficas normales originales. Mestanza en posición media, se integra por las Fms. Jagua (Palmer, *op cit.*); Guasasa (Herrera, 1961); San Cayetano (De Golyer, 1918) y por las Fms. Ancón (Truitt y Brönnimann, 1956) y Manacas (Hatten, 1956, 57) y no aflora en el total de la faja al

cubrirse por la Unidad Pino Solo por largas distancias. La Unidad Cerro de Cabras, la más septentrional, desplazada hacia el NW sobre las Alturas de Pizarras del Sur de la Fm. San Cayetano, forma un extenso klippe integrado solo por las cuarcitas Cerro de Cabras Piotrowski (en Pszczółkowski, *et al.*, 1975) Piotrowski, 1977 y Álvarez-Sánchez, 1972, 1981). (Figuras 1-4). La totalidad de las unidades, a su vez, yacen en posición de cabalgamiento sobre la unidad de San Cayetano del Sur no metamórfica o solo en parte incipientemente metamorfozada.

Posición de las formaciones del Paleógeno en la Faja Cangre.

Calizas y brechas de la Fm. Ancón y flysch de la Fm. Manacas metamorfozados, se estudiaron con mayor detalle en la Faja Cangre por Pszczółkowski (1985). La sección de la Figura 5 contiene brechas del Mbro. La Güira, calizas del Mbro. Micrítico y Margoso de la Fm. Ancón y

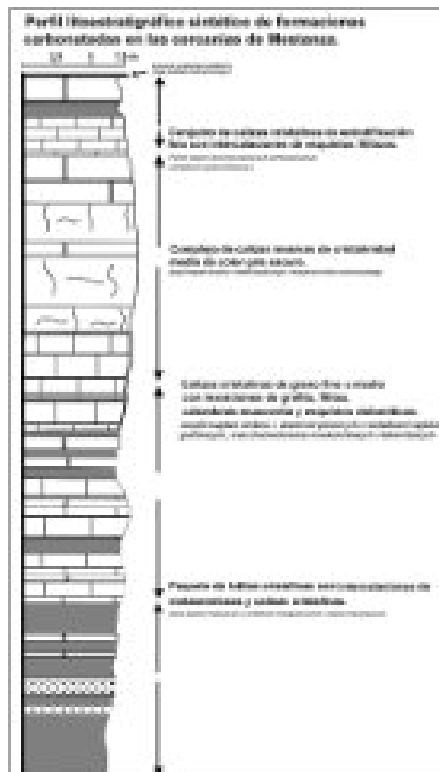


Figura.2. Columna estratigráfica de la secuencia de los depósitos carbonatados de la Unidad Mestanza en las cercanías de la localidad Mestanza. Faja metamórfica Cangre. (Redibujada de la Figura 12 de Pszczółkowski, 1985).

metaareniscas de la Fm. Manacas; bajo cubierta tectónica de la Unidad Pino Solo. Según Pszczółkowski (*op cit.*) en la sección del Río San José la Fm. Guasasa se cubre por una brecha de potencia métrica formada por clastos de pedernal crema rosáceo a gris oscuro y negro y calizas,

cementada por carbonato parcialmente silicificado. Sobre las brechas yacen calizas rosáceas esparíticas totalmente recrystalizadas y sobre ellas metaareniscas de la Fm. Manacas. Los cortes de otras secciones observadas por Pszczółkowski se componen de las Fms. Jagua y Guasasa

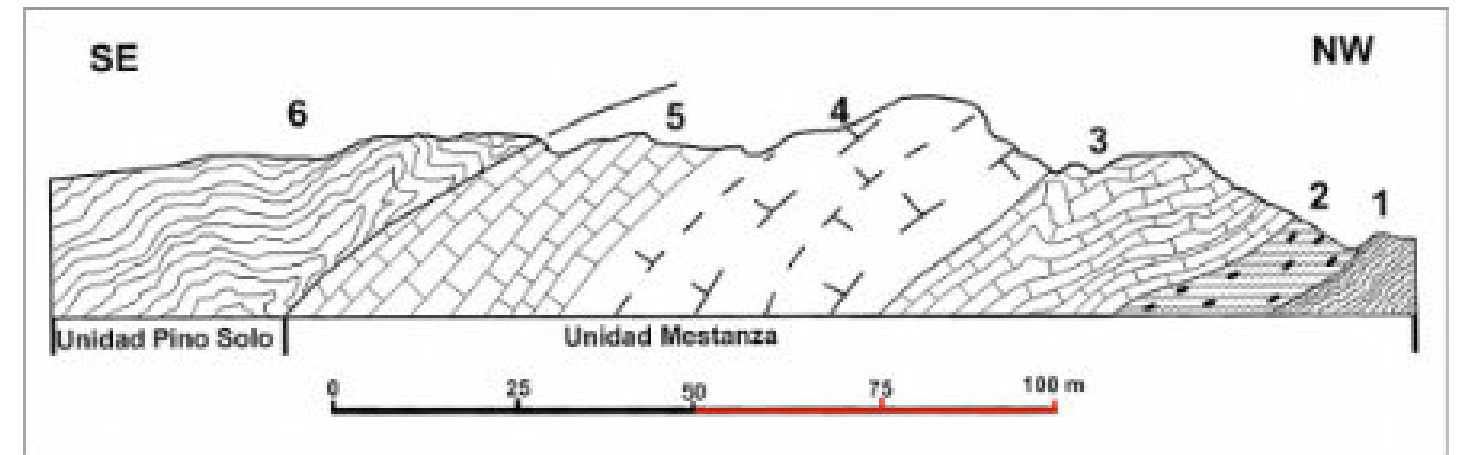


Figura.3. Perfil por la Faja Cangre. 1 Fm. San Cayetano. 2. Fm. Jagua. Mbro. Jagua Vieja con concreciones calcáreas. 3. Fm. Jagua. Mbro. Jagua Vieja. Calizas cristalinizadas. 4. Fm. Guasasa. Mbro. San Vicente. Calizas cristalinizadas masivas. 5. Fm. ¿Guasasa?, parte superior. Calizas cristalinizadas estratificadas. 6. Fm. Arroyo Cangre. Esquistos metaterrígenos. (Redibujada de la Figura 2 de Pszczółkowski, 1985).

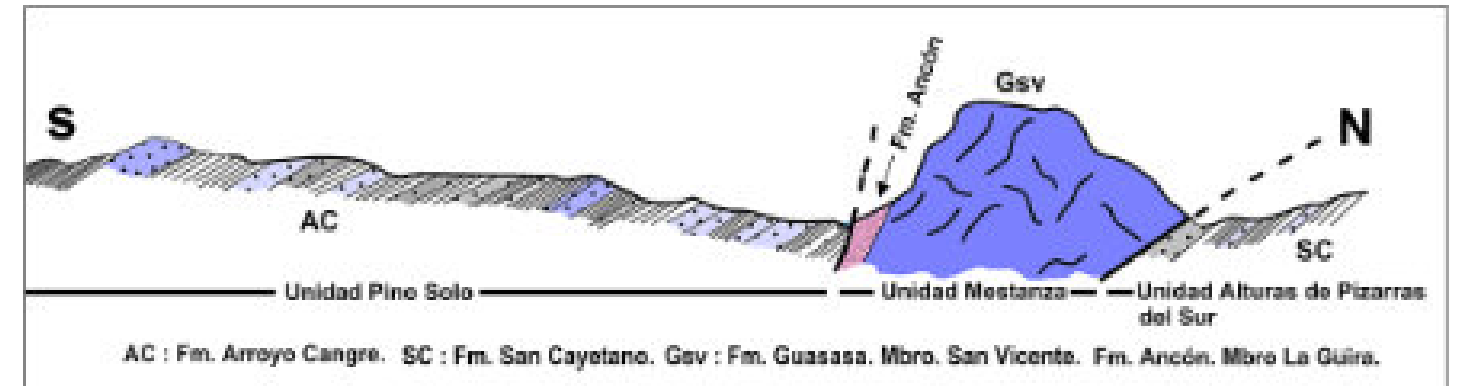


Figura.4. Perfil geológico esquemático por las unidades Pino Solo y Mestanza en la localidad Pedro José. Cinturón Metamórfico Cangre. Sur de la Sierra de Los Órganos (simplificado de la Figura 14 de Pszczółkowski *et al.* 1975). (Schematyczny przekrój przez jednostkę Pino Solo i jednostkę Mestanza w miejscowości Pedro José).

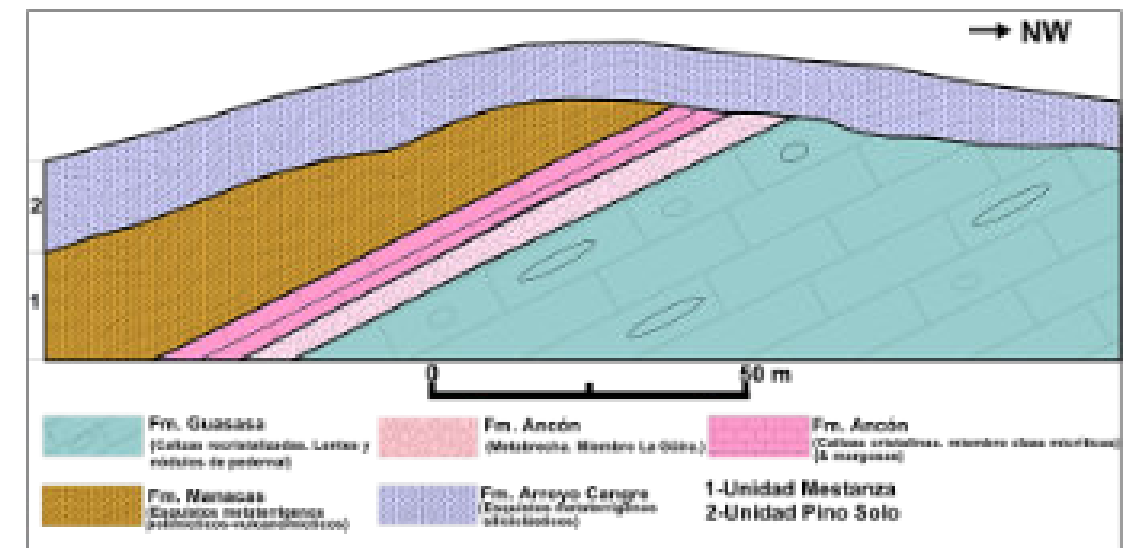


Figura.5. Sección geológica en el Río San José, en la Faja Cangre. La sección metamorfozada contiene brechas del Miembro La Güira y calizas del miembro micrítico-margoso, de la Formación Ancón y metaareniscas de la Formación Manacas (redibujado de la Figura 1 de Pszczółkowski, 1985).

en confirmación de las observaciones previas, arriba citadas, sobre la composición del corte de la Unidad Mestanza. La sección de la Figura 5 descrita por Pszczółkowski (*op cit.*) es una de las escasas localidades accesibles, donde aflora la sección metamorfizada de una columna de tipo Guaniguanico con las formaciones Ancón y Manacas en el techo. Se encuentra en las márgenes del Río Paso Viejo, en el sitio conocido como Pedro José (predios de una antigua finca llamada Realengo de los Pedrosos) (Figura 6).

Las coordenadas Lambert Norte 301.175 y E 221.150. Hoja Consolación del Sur 1: 50,000. 3483-I. ICGC; son aproximadas: Hacia el oeste del poblado Pedro José la Unidad Mestanza se cubre bajo la Unidad Pino Solo hasta el poblado de El Sábalo, en el extremo SW de la Faja Cangre.

Las secciones de las Fms. Ancón y Manacas en la Faja Cangre, requieren para su localización y estudio, una atención cuidadosa. La compresión operada sobre el cinturón metamórfico, originó una fragmentación de las corridas en grandes budinas mediante fuertes reducciones de potencia (Álvarez-Sánchez, 1972); Piotrowski, 1977); Álvarez-Sánchez, 1981); causadas por fallas que cortan la transversal de la faja metamórfica. Esta es la causa de que no se destaquen en todos los cortes y de las dificultades

para encontrar secciones donde se presenta la misma secuencia de formaciones a lo largo de la Unidad Mestanza.

Ventana Tectónica El Sábalo.

La descripción de la ventana de El Sábalo (Figura 7) fue realizada por J. Grodzicki (en Pszczółkowski *et al.*, 1975) y es otra de las localidades donde se puede observar la posición de las rocas paleogénicas en la Faja Cangre. Se encuentra en el extremo SW de la Faja Cangre donde el cinturón metamórfico alcanza una transversal mayor de 5 km de ancho (v. Figura 1). En el perfil, la Unidad Pino Solo y la Fm. San Cayetano hacen contacto y la ventana se hace visible bajo la cubierta erosionada abierta entre ambas unidades.

En el afloramiento más profundo de la ventana se encuentran calizas rosáceas, violeta, negro y verde; esparíticas, finamente estratificadas, con esquistos cristalinos en intercapas centimétricas. Las calizas coloreadas verticales aparecen reducidas a una fábrica lenticular-laminar por un intenso cizallamiento y recrystalización. Entre los lentes se encuentran bandas de moscovita, clorita y biotita alterada. La laminación se destaca por capillas de calcita, cuarzo granoblástico y moscovita. Según Grodzicki derivadas de láminas arcillosas o margosas. Las metacalizas esparíticas estratificadas son

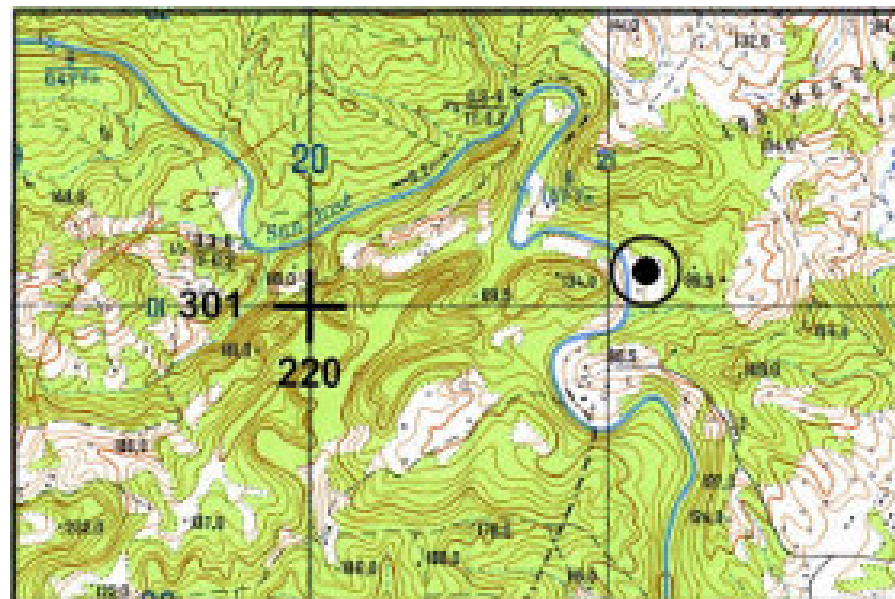


Figura.6. Localidad de referencia del Miembro de las calizas micríticas & margosas de la Formación Ancón (según Pszczółkowski; 1985) al NNO de la Ciudad de Pinar del Río. Cinturón Metamórfico Cangre. Unidad Tectónica Mestanza (Piotrowska, 1978). Hoja Presa El Jíbaro. 3483-1-c. 1:25,000. Ccoordenadas Lambert aproximadas: Norte 301.175 y E 221.150 (según L. Bernal. IGP. La Habana).

calcirudíticas compuestas de grandes fragmentos de calizas intrasparíticas y bioesparíticas y raros romboedros de dolomita. El cemento consiste de caliza esparítica granolepidoblastica de grano fino, probablemente de protolito muy arcilloso de cuyo material se derivaron bandas de moscovita, clorita y hematita que tiñe de rojo el cemento y guijarros. Sobre el afloramiento de las calizas y brechas rosáceas, yacen en contacto tectónico calizas recrystalizadas de la Fm. Guasasa (Mbro. San Vicente) y de la Fm. Jagua con sus características concreciones calcáreas fosilíferas. De tal modo la sección de calizas coloreadas se encuentra en posición de ventana tectónica de acuerdo con Grodzicki. A su vez *la zona calcárea de la Unidad Mestanza de El Sábalo, está cortada por el sobrecorrimento de los depósitos terrígenos metamorfizados de la Unidad Pino Solo (sic.)*. Según Grodzicki se trata de un caso definido como una doble ventana tectónica.

Al atender la descripción de Grodzicki; aquellos suficientemente familiarizados con la estratigrafía de la Sierra de Los Órganos, no tendrán dificultades en reconocer los elementos de la estratigrafía clásica de la Sierra de Los Órganos; con la Fm. Ancón, más probablemente el Mbro. de las Calizas Micríticas y Margosas y alguna de sus secciones de brecha presentes en el corte.

Metamorfismo de la Faja Cangre.

Millán (1988), fue el primer autor en reportar asociaciones con actinolita + clorita + albita + pumpellyíta + epidota + glaucofana ± mica blanca en los gabros y diabasas de la Fm. Arroyo Cangre de la Unidad Pino Solo. La glaucofana alrededor del clinopiroxeno magmático, en asociación con pumpellyíta, es un índice consistente con alta presión y de muy bajo grado, apenas en los límites de la facies de los esquistos verdes (Smulikowski *et al.*, 2003).

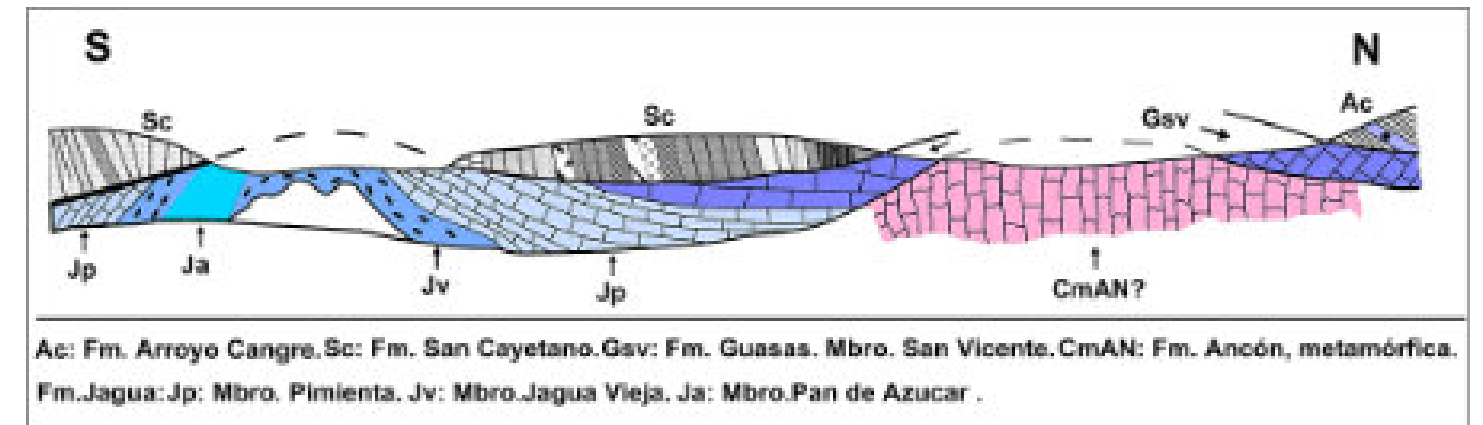


Figura.7. Perfil geológico esquemático por las unidades del Cinturón Metamórfico Cangre al norte de la Localidad El Sábalo; SW de la Sierra de Los Órganos (J. Grodzicki, Figura 13, en Pszczółkowski *et al.* 1975). (*Przekrój przez podwójne okno tektoniczne Sábalo. Skala 1:10,000*).

En un trabajo presentado por Cruz *et al.* 2003 reportan una distribución de facies metamórficas en la Faja Cangre: cuarzo-albita-moscovita-clorita-fengita en metapelitas de la Fm. San Cayetano. Cuarzo-albita-fengita-clorita en las metabasitas de la Fm. Jagua. Cuarzo-fengita-clorita-actinolita en las metapelitas de la Fm. Arroyo Cangre y, finalmente; glaucofana-hornblenda-albita-cuarzo-epidota-clorita-actinolita-zoicita en los metagabros de la Fm. Arroyo Cangre. Las relaciones de T-P para estas facies se

señalan como 550-600°C y una presión menor a 5 Kb durante una transición de esquistos verdes a anfibolitas; 450 (100)°C para una presión de 6 Kb para la facies de esquistos glaucofánicos y una diafóresis de 450 (100)°C para una presión menor a 5 Kb.

Según Cruz *et al.*, 2007 para los metagabros de Arroyo Cangre son típicos la hornblenda, actinolita, glaucofana, epidota, albita, cuarzo, mica blanca, clorita, zoisita, calcita,

titanita. Para la formación de magnesiohornblenda; que representa una mayor temperatura durante el metamorfismo; ocurre lo contrario para las aureolas de glaucofana que la rodean. De acuerdo con Cruz (*op cit.*) la cristalización de actinolita tuvo lugar bajo presiones semejantes a las de la magnesiohornblenda, y temperaturas similares a las de la glaucofana. De acuerdo con Cruz (*op cit.*) los cambios registrados en las facies metamórficas que evidencian cambios en las condiciones de T y P, destacadas por una facies de los esquistos verdes de mayor temperatura hasta la facies de los esquistos azules, hablan de procesos complicados. De hecho, no se puede estar más de acuerdo con esta conclusión.

Que los minerales de las Unidades Mestanza y Cerro de Cabra señalen un metamorfismo de más bajo grado dentro de la Faja Cangre y no se han encontrado asociaciones de presión alta, puede ser causado por la composición inapropiada; calizas en Mestanza (Figura 8) y cuarcitas en Cerro de Cabras (Figura 9), además de la escasez de datos por las condiciones muy limitadas del estudio realizado (Cruz *et al.*, 2007), basado en un único recorrido por el Río Cangre. La posible realidad de que el metamorfismo de las unidades mencionadas, en efecto, no presente pruebas de alta presión (**v. et.** García-Casco *et al.* 2008), simplemente no será esta la manera de rechazarlo.

La evolución del metamorfismo en la Faja Cangre en sus episodios progresivos y regresivos encuentra grandes dificultades ya que se basan en la interpretación de los datos petrográficos y las exclusivas conclusiones que de ellos se extraen; más que en la naturaleza misma de las relaciones que existen entre las unidades litoestratigráficas que participan en su composición, no tomadas en cuenta por su propio peso.

Cruz *et al.*, 2007, indican que las relaciones estratigráficas de la Fm. Arroyo Cangre no están bien definidas ya que en algunas regiones contacta tectónicamente con calizas de las formaciones Guasasa y Jagua que la subyacen. Tal circunstancia es cierta, pero omiten de forma constante e insistente las localidades donde el contacto entre Arroyo

Cangre y la Fm. Jagua de la Unidad Mestanza conservan una sucesión estratigráfica sin interrupciones. La unidad Mestanza se describe integrada por las formaciones San Cayetano, Jagua y Guasasa, y se reserva a Pszczółkowski (1985) el compromiso de ser quien reporta las Formaciones Ancón y Manacas en la Faja Cangre, "*a las que se atribuye una edad del Paleoceno Superior a Eoceno Inferior*"; según los autores citados. Una redacción que parece sugerir que existe algún argumento que lo excluya.

El contacto Pino Solo-Mestanza es tectónico en los segmentos occidental y oriental. Pero en la parte central se encuentran transiciones sedimentarias entre las rocas de ambas unidades (Pszczółkowski *et al.*, 1975; Piotrowska 1987; Millán, 1997). En el segmento central se presentan las características significativas que ilustra las relaciones primarias es el paso gradual de la Fm. Arroyo Cangre a los metasedimentos de la Fm. Jagua de la Unidad Mestanza. El contacto tectónico es real en lugares donde la faja fue comprimida hasta el punto de provocar la desconexión tectónica. Pero no es real en los lugares de conservación de las relaciones originales de la sucesión estratigráfica.

Este es el caso, por ejemplo, en la Localidad Tipo de la Fm. Arroyo Cangre donde la parte superior de metareniscas se manifiestan intercalaciones calcáreas y finalmente ocurre el paso hacia los depósitos de la Unidad Mestanza en el techo de la Fm. Arroyo Cangre (Pszczolkowski *et al.*, 1975. pp. 52).

En la parte superior de la Fm. Arroyo Cangre los metasedimentos terrígenos, cerca del contacto con la Unidad Mestanza, en el perfil del Río Guamá, contienen intercalaciones de calizas detríticas de grano grueso en cuyo cemento de los fragmentos de calizas se encuentran oides, oncoides, fabreinas y fragmentos de pelecípodos. Estos son rasgos muy típicos presentes en el techo de la Fm. San Cayetano en su transición con la Fm. Jagua en la Sierra de Los Órganos.

De acuerdo a las investigaciones del levantamiento 1:50,000 del occidente de la Provincia de Pinar del Río

(Burov *et al.*, 1988) las calizas de la Fm. Jagua yacen concordantes sobre la Fm. Arroyo Cangre, hacia el extremo SW de la faja; cortado por pozos a la profundidad entre 451.5 a 462.9 m, con un espesor total de 550 m del corte. Según Burov *et al.* (*op cit.*) la edad de la Fm. Arroyo Cangre se determina por los fragmentos de *Aptychus* y de cámaras embrionarias de ammonites en calizas en el Pozo 65. A partir del contacto concordante entre la Unidad Pino Solo y Mestanza y la edad de la Fm. Jagua con ammonites del Oxfordiano Medio se puede considerar la edad de Arroyo Cangre como Calloviano al Oxfordiano temprano, (Burov, *op cit.*). Equivalente a la edad de la Fm. El Sábalo de la Sierra del Rosario.

Otra condición que sugiere ser definitiva en esta cuestión de las relaciones Pino Solo-Mestanza se ilustra es la coherencia de la actividad volcánica desarrollada en

ambas unidades. En la parte superior de la Fm. Arroyo Cangre existen manifestaciones de rocas volcánicas en horizontes de tufitas, diabasas y diques de lamprófidos que se corresponden con intercalaciones de lavas traquíticas y tufitas en la sección baja de Mestanza, situados sobre el horizonte de concreciones con ammonites del Oxfordiano de la Fm. Jagua; hecho que demuestra la transición gradual entre Arroyo Cangre de Pino Solo y Jagua de la Unidad Mestanza; una sucesión que, por otra parte, sugiere un agotamiento de la actividad magmática.

Visto en perspectiva; en la parte baja de la unidad se destacan metatufitas, anfíbolitas y metagabros (métricos). A continuación secciones (170-180m) de metaterígenos y esquistos cristalinos y, en el techo, entre metacalizas y metaterígenos, se encuentran metadiabasas (métricas)



Figura.8. Calizas recrystalizadas de la Unidad Mestanza (Fm. Jagua) en una cantera abandonada del Kilómetro 13 de la Carretera de Viñales. (Foto cortesía de Manuel Vázquez del Servicio Geológico de Cuba occidental).

en metaterrígenos y lamprófidos (cm) entre metacalizas. Una particularidad interesante es que entre las metaareniscas son conocidas metagrauvas en cuya masa se reconocen abundantes fragmentos de rocas volcánicas; inclusive fragmentos de lavas amigdales, vitrofíricas y calcedonitas. ¿Cual podría ser el origen de estos clastos posiblemente de rocas más antiguos que la propia Fm. Arroyo Cangre?

Este es un perfil que puede considerarse representativo de Arroyo Cangre y como puede apreciarse:

- a) En 300 m de potencia existen menos de 50 m de rocas netamente intrusivas y secciones aisladas piroclásticas.
- b) La actividad volcánica se interrumpe mientras se depositan cientos de metros de sedimentos; por tanto una actividad esporádica, episódica. Un magmatismo de tipo fisural sin centros volcánicos localizados.

En Pszczółkowski *et al.* 1975, se aclara el hecho de que no en toda la Faja Cangre se ha manifestado una actividad magmática. Esta se encuentra limitada a la parte central y oriental de la Unidad Pino Solo. Según los resultados del informe la parte occidental se compone exclusivamente de metaareniscas y esquistos cristalinos (Figura 10), Además la diferencia se extiende a la potencia de los depósitos. Mientras en la parte central alcanzan entre 500-700 m, en la parte occidental llegan a 1300-1600 m.

Sin suficiente criterio como para determinar si se trata de dos unidades diferentes, tectónicas o representativas de cambios faciales primarios conservados: los autores citados suponen que se trata de la misma unidad, sobre la base de la concordancia de la estructura de estratificación, de la litología del corte metaterrígeno, el coincidente grado metamórfico en ambos complejos, el no



Figura.9. Casquete de cuarcitas en la cima del Cerro de Cabras (405 m.s.n.m), 15 km WSW de la ciudad de Pinar del Río. Unidad Cerro de Cabras (Piotrowska; 1978). Klippe monoclinical sobre el nappe de San Cayetano del sur mediante una truncadura basal sinuosa buzante. Las cuarcitas, compuestas por cuarzo detrítico y granos de plagioclase y escamas de mica blanca no contienen rocas volcánicas. Vetas alpinas de cuarzo a veces muestran cierto contenido de barita. Vertiente NE de la cima del Cerro. Foto Google Earth.



Figura.10. Esquistos metaterrígenos cuarcífero-micáceos de la sección occidental de la Fm. Arroyo Cangre al occidente de la región del Río Cangre. (Foto de L. Bernal del Inst. de Geología y Paleont.)

reconocimiento de contactos tectónicos entre los complejos y las mismas características de las transiciones hacia la Unidad Mestanza. Este desarrollo, en mi opinión, refuerza la equivalencia de las Formaciones Arroyo Cangre y San Cayetano y apenas justifica llamar a Arroyo Cangre como una Formación vulcanógeno sedimentaria, sino más bien como una "Fm. Castellanos" (Astajov *et al.*, 1982; Burov *et al.*, 1988) o con un "San Cayetano" metamórficas, con intercalaciones volcánicas en la segunda.

Extensiones del metamorfismo.

La extensión de la Faja Cangre hacia el interior del cinturón central de mantos calcáreos no se considera en la actualidad. Al inicio de la década del 70, Álvarez-Sánchez

(1972) describió un corte de calizas recristalizadas de la Formación Ancón, relacionada con grauvas de la Formación Manacas en el substrato de Valle de San Carlos, en el cauce del Río Cuyaguateje; parte occidental de la Sierra de Los Órganos; al norte de la máxima potencia expuesta de la Faja Cangre.

La sección descrita contiene calizas esquistosas foliadas margosas rojo violáceas, con intercalaciones de metapelitas y metalimolitas polimícticas con una asociación similar a los esquistos verdes de muy bajo grado, compuesta por clorita + epidota-actinolita + cuarzo + estilpnomelana. Las calizas muestran una foliación intensa con el desarrollo de esquistosidad (crucero

pizarroso). Las grauvacas y limolitas asociadas de la Formación Manacas, del mismo modo muestran un cierto grado de recrystalización con desarrollo de foliación marcada por clorita, agujillas de actinolita y biotita alterada.

Otra sospechosa localidad es la ventana tectónica del Hoyo de San Felipe, adentrada al SE, dentro de la unidad San Cayetano del Sur y aflorada bajo este nappe, a 5 km al sur del contacto tectónico con la ventana estrecha extendida desde El Moncada hasta Viñales. En bancos cortados en escalones, las calizas de la Fm. Guasasa se explotaron en el pasados como mármol. En efecto. Un examen de estos bloques revela la completa recrystalización y conversión de las calizas en un mármol de grano fino de color azulado (Figura 11).

En las superficies pulidas se destacan las estructuras que demuestran la recrystalización de las calizas bajo presión

considerable. Llama la atención la finura del grano y el borrado de la estructura sedimentaria. Hasta el punto en que las rocas se identifican como Fm. Guasasa más por la morfología de mogotes que por algún otro rasgo característico.

Los afloramientos de rocas metamorizadas aunque en un muy bajo grado en el interior de la faja de nappes calcáreos, y la recrystalización de las calizas de la Fm. Guasasa, en una intensidad incluso mayor que las calizas equivalentes de la Unidad Mestanza ¿representan afloramientos de restos de la Faja Cangre apenas descubierta por el corte de erosión bajo los nappes calcáreos y restos de la Unidad Mestanza, bajo la Unidad del nappe de San Cayetano del Sur? ¿O se trata de los efectos metamórficos de presión provocados por la fricción dinámica y carga litostática de algunos cientos de metros de las secciones rocosas de los nappes?



Figura.11. Cantera abandonada en la ventana tectónica del Hoyo de San Felipe al ESE del poblado de Viñales. En los bloques cortados 1x1 se aprecia una gran frescura y numerosas estructuras de fluencia que pliegan las grietas rellenas de calcita en formas variadas así como claras huellas de una lineación tectónica. (Foto cortesía del Dr. Ramón Pérez Vázquez, de la Universidad de La Habana.

Comparaciones y correlaciones.

La correlación del magmatismo, estratigrafía y metamorfismo de la Faja Cangre es viable con sus equivalentes en los macizos metamórficos cubanos. Millán y Somin (1985a) señalan que la Fm. Arroyo Cangre es equivalente a las formaciones metaterrígenas en el Macizo metamórfico Escambray de Cuba central, tanto por su litología como por su posición estratigráfica y edad aceptada del Jurásico Inferior al Oxfordiano Medio; interpretación que comparto enteramente (Álvarez-Sánchez, 2015).

La Formación La Chispa (Millán y Somin, 1981; 1985a: Álvarez-Sánchez, *op cit.*) es una de las formaciones metaterrígenas calificadas para satisfacer la equivalencia con la Formación Arroyo Cangre (Figuras 12 y 13). Expuesta en amplias extensiones en el macizo Escambray, en la Cúpula de Trinidad, ocupa decenas de kilómetros en una estrecha relación con mármoles jurásicos del Grupo

San Juan, en un relieve muy similar al paisaje de la Sierra de los Órganos.

En la litología de La Chispa predominan las metaareniscas cuarcíferas y metapelitas sericito-cloríticas, cuarcíferas y moscovíticas, a menudo grafiticas y a veces con granate. La fábrica de los esquistos es típica, plano paralela muy expresiva. En los afloramientos se aprecian los ritmos de metaareniscas con finas intercalaciones de metapelitas sericito-cuarcíferas, con una foliación destacada por las micas; ritmos que se cambian a esquistos metapelíticos sericito-cuarcíferos lustrosos grafiticos con metaareniscas supeditadas. Los bancos de metapsamitas contienen cristales de Ab y a veces pequeños cristales de Grt, Mag, Zrn y Rt. El cuarzo detrítico relíctico puede superar el 70% de la roca. Mármoles grises a negros se destacan como intercalaciones en lechos de centímetros a metros y abundan en los afloramientos de La Chispa de la parte central de la Cúpula de Trinidad.



Figura.12. Afloramiento de la Formación La Chispa. Extremo Norte de la Cúpula de Trinidad. Esquistos metaterrígenos cuarcíferomicaáceos y metapelitas micaáceas con vetas de cuarzo de secreción. Unidad Tectónica. Cuarta Unidad Tectónica de Orden Principal, según Millán, 1997a). Foto cortesía de A. García Casco



Figura.13. Afloramiento de la Formación Arroyo Cangre. Esquistos metaterrígenos cuarcíferomicáceos con vetas de cuarzo de secreción. Faja Cangre (Foto cortesía de Manuel Vázquez del Servicio Geológico de Cuba occidental).

En estrecha asociación con la Formación La Chispa, se encuentran las secciones de esquistos verdes derivados de una actividad vulcánica de composición básica primaria, que yacen como delgadas intercalaciones hasta secciones de potencia decamétrica (Millán y Somin 1981; Álvarez-Sánchez, 2015). Los esquistos metabásicos, nombrados Esquistos Verdes Felicidad (Figura 14) se han demostrado como intercalaciones estratigráficas en el interior de la Chispa. Contienen lawsonita, clorita y albita (Millán y Somin, 1985a; Soucek y Álvarez-Sánchez (en Dublan y Álvarez-Sánchez, 1986). Otros cuerpos metavulcánicos que podrían asociarse a los esquistos Felicidad, también se han descrito muy próximos a contactos de la Formación La Chispa en mármoles del Grupo San Juan, incluso en el interior de las partes bajas de secciones de mármoles jurásicos.

De acuerdo con Millán y Somin (1981) la asociación metamórfica característica consiste de albita + actinolita-epidota-clorita + clinozoisita-mica blanca (fengita) y esfena y muy a menudo lawsonita; a veces granate y escasas jadeíta, glaucofana y horblenda en los límites externos de la Zona Metamórfica 2 (Millán y Somin, 1981; 1985a). En la parte norte y occidental de la Cúpula de Trinidad los esquistos verdes La Chispa presentan asociaciones de albita + actinolita + clorita ± clinozoisita y epidota + titanita ± lawsonita. Esquistos albiticos hasta 50% de albita se acompañan con anfíbol actinolítico, clorita, epidota y mica clara, con lawsonita o sin ella.

Los esquistos verdes en la zona externa de la Zona 2 del metamorfismo pueden contener granate a menudo; jadeíta y glaucofana raramente (Millán y Somin, 1981; 1985 a). Esquistos verdes del tipo Felicidad se encuentran

en el interior de las secciones bajas de mármoles del Grupo San Juan y cuerpos de mármoles muy semejantes yacen intercalados en los esquistos verdes en paquetes de más de 20 metros de espesor en la localidad de La Felicidad (Millán y Somin, 1985a).

El Miembro La Llagueta (Álvarez-Sánchez, 2015) de la Fm. La Chispa (Figura 15) aflora en el interior de la Cúpula de Trinidad en las zonas de bajo grado metamórfico donde las rocas metaterrígenas conservan gran parte de su estructura sedimentaria original. Se compone de una

secuencia de esquistos cuarcífero-micáceos (protolitos de metaareniscas) con estratificación rítmica por intercalaciones de metapelitas sericíticas lustrosas con ocasionales restos de materia carbonosa, probablemente restos vegetales irreconocibles. Esta facies de la Fm. Chispa carece de las intercalaciones de esquistos verdes y capas de mármoles presentes en sus cortes típicos. Según Millán (1990) el metamorfismo en las áreas de sus afloramientos es de grado particularmente bajo, propio de la Zona 1 del metamorfismo; sin excluir la alta presión que es característica del macizo Escambray.

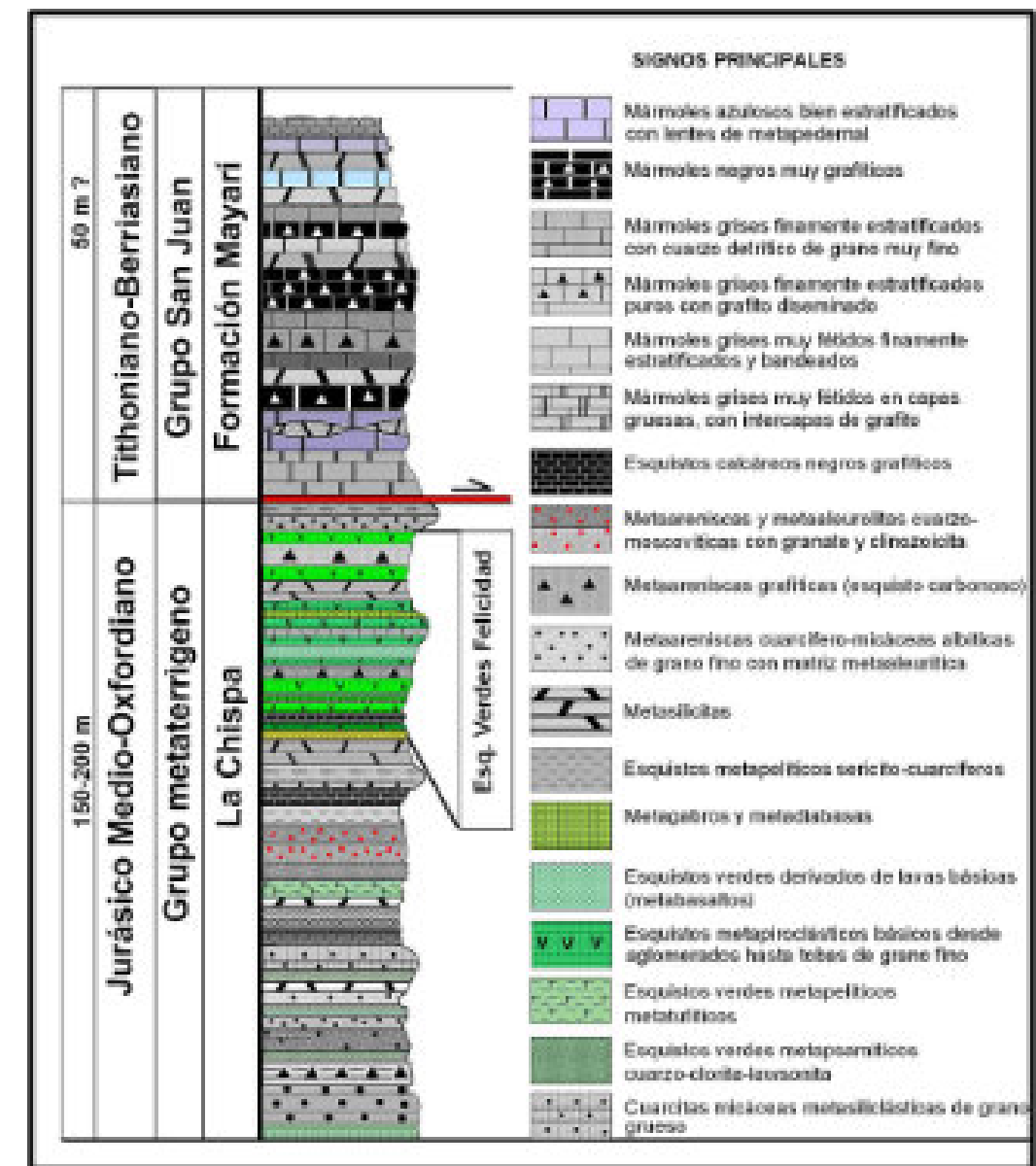


Figura.14. Columna estratigráfica de la Formación La Chispa en la región central de la Cúpula de Trinidad, dentro de la Zona metamórfica 1 de Millán y Somin (1981). Región de La Chispa-Topes de Collantes. (Según Álvarez-Sánchez, en Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, inédito).

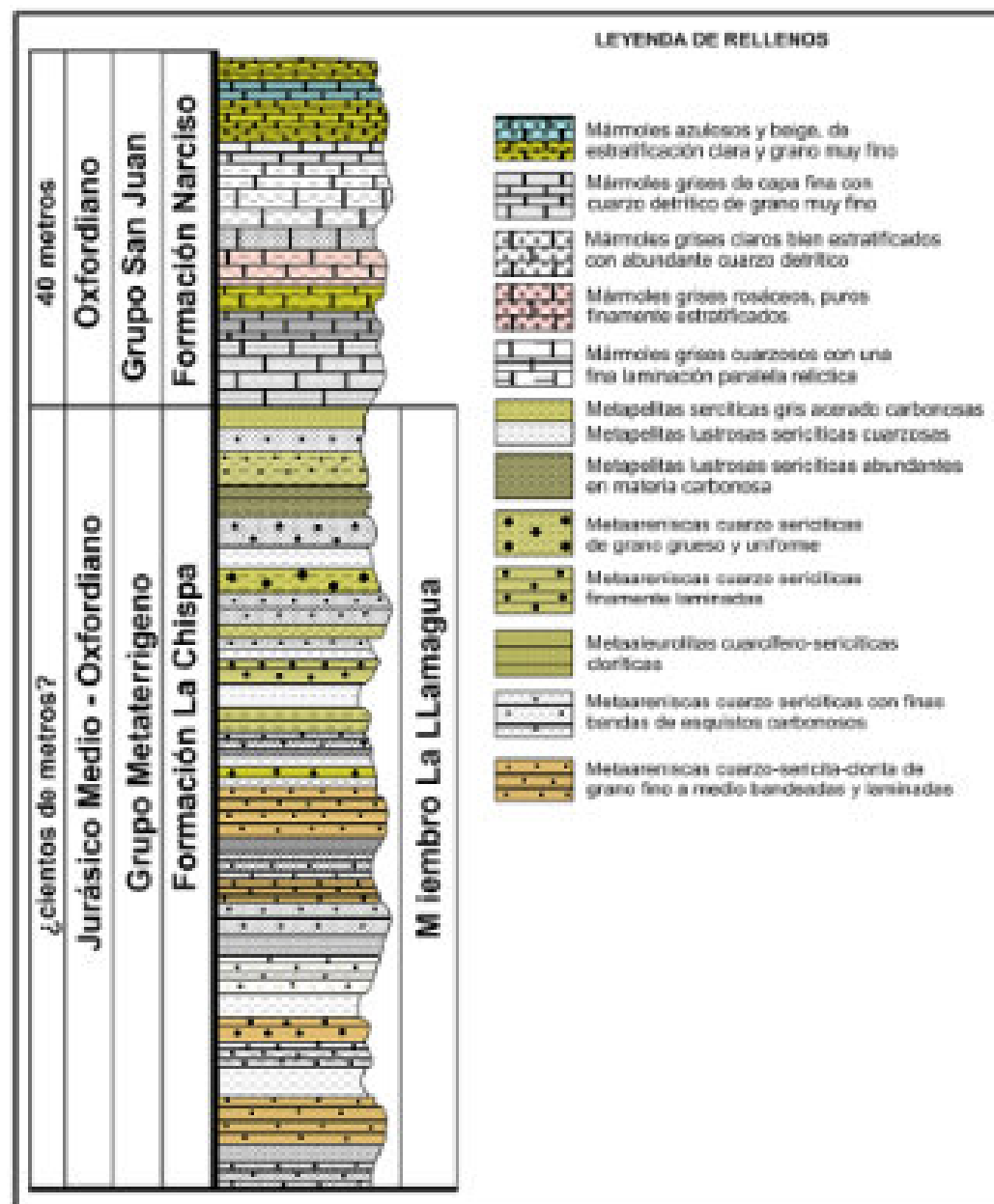


Figura.15. Columna estratigráfica del Miembro La Llamagua de la Formación La Chispa en la región Sur-occidental de la Cúpula de Trinidad. Región de Yaguanabo-La Sierrita. (Sobre un dibujo de campo de Álvarez-Sánchez, 1992).

La Llamagua es casi idéntica a la Fm. San Cayetano y se compara bien con las facies D y G (de Haczewski, 1976, 1987) en la Cordillera de Guaniguanico Millán (1990). Agregaré a esta observación que también es muy parecida a la facies de la Fm. Arroyo Cangre carente de manifestaciones magmáticas, acentuando, muy significativamente, las identidades Escambray-Sierra de Los Órganos.

El Mbro. La Llamagua yace bajo la Fm. Narciso del Grupo San Juan, fechada como Oxfordiano Medio por ammonites (Millán y Myczynski, 1978). Las únicas evidencias disponibles indican que la Formación La Chispa y sus facies diferenciadas infrayacen a los mármoles del Grupo San Juan estratigráficamente. El Miembro La Llamagua es exclusivo de la Cúpula de Trinidad (occidental), ya que secuencias de este grado metamórfico, relativamente bajo, no se observan en la Cúpula de Sancti Spiritus (oriental).

Como es posible apreciar la Fm. La Chispa es un buen equivalente de la Fm. Arroyo Cangre, en todos los aspectos a contemplar. Las analogías en el comportamiento facial entre ambos complejos se extienden al Mbro. La Llamagua de la Fm. La Chispa, que se corresponde con la facies de Arroyo Cangre sin rocas volcánicas, desarrollada en la parte occidental de la Faja Cangre.

¿Unidades Tectono-Estratigráficas o Terrenos?. Discusión. En Iturralde-Vinent y Lidiak (2006) hay una frase que deseo utilizar en esta discusión: *"recomendamos encarecidamente que se evite el término terreno a menos que se defina adecuadamente"*. En efecto; los términos aplicados a objetos geológicos que son mal conocidos o, peor; que se creen imprudentemente bien conocidos, traen al escenario más problemas que resultados. Llamar terreno a "algo" sin satisfacer los requisitos de su empleo es algo por lo menos bastante aventurado

A partir de la prudente frase que parece entre un consejo y una advertencia ya que se acompaña por la palabra "encarecidamente"; comenzaré expresando mi alarma y cierto desasosiego por la prontitud y ligereza en la que el archipiélago cubano se convierte en un amontonamiento de "terrenos".

Este concepto de los terrenos que se presenta a título de revolución científica, postulada a sí misma como un instrumento objetivo que viene a completar la teoría de las placas; se apodera de la mente de muchos geólogos cubanos, fascinados por su terminología simplificada y su sistemática que aparenta hacerles sentir que les facilita su entendimiento de la complicada geología de nuestro archipiélago; cuando no se trata de poco menos que seguir, sin mucho pensar, a los guías criollos del asunto. *Magister dixi.*

Según palabras de Şengör *et al.*, 1993: *El concepto de terrenos y la metodología de la terrenología no son intrínsecamente ideas y métodos que hayan hecho avanzar la comprensión de los procesos orogénicos y de los límites de placas. Son, más bien, una nueva formulación de ideas*

inherentes a conceptos anteriores de partición del desplazamiento en zonas de límites de placas y a ideas mucho más antiguas sobre elementos y zonas orogénicas. Una idea que parece condenada a la esterilidad (Şengör, 1990).

Entonces ¿cual es la definición de terreno? De acuerdo con los numerosos autores que alojaron el término en la literatura, un "terreno" es un fragmento de litosfera de una placa, desalojado de su posición original por fallas, o por quedar retenido en un sistema de subducción que lo separa de su posición original, para finalmente quedar adosado (acrecionado) a otra placa, generalmente en la parte superior de la misma. Al entenderse que dicho fragmento tenía una historia geológica común y compartida con el resto de la placa origen, al quedar acrecionado a la placa anfitriona difiere de ella en un conjunto de parámetros relativamente críticos que sirven para determinar su carácter ajeno. Entre ellos, pero sin agotarlos, su discrepancia en la paleolatitud con las estructuras circundantes, en la historia termotectónica, en las firmas geoquímicas del zócalo y las proporciones isotópicas, en los conjuntos de fauna diferenciada de otros fragmentos de la placa y otras condiciones que parecen irse agregando según diversos autores. Luego, un terreno se encuentra separado del sitio de acreción por fallas que contornean el total de su perímetro y posee una historia geológica diferenciada e independiente de los conjuntos vecinos; junto a ellos o sobre ellos después de la acreción. Se trata de unidades alóctonas "con una *historia geológica distinta de las historias geológicas de las regiones, bloques o placas vecinas sin que estas diferencias se pueda explicar por simples cambios laterales de facies*" (Berg *et al.*, 1978; Coney *et al.*, 1980; Howell, 1985; Jones *et al.*, 1983; Howell *et al.*, 1985; Monger y Berg, 1987 y muchos otros).

En los últimos tiempos aparecieron en la literatura sobre Cuba y en Cuba, una serie de "terrenos", ataviados con llamativos apellidos: "Terrenos Sud-occidentales", Terreno Pinos, Terreno Escambray, Terreno Guaniguanico y Terreno Cangre. La Faja Cangre, también quedó incluida en la clasificación de los denominados terrenos cubanos. Según

García-Casco *et al.*, 2008 nos explican que, en general, "el término terreno se aplica para describir fragmentos de Caribeana porque los fragmentos representan elementos tectono-estratigráficos distintos delimitados por fallas y caracterizados por una historia geológica que difiere de las rocas vecinas". Y como autores del bautismo de la Faja Cangre como terreno añaden que se persigue "enfaticar su historia geológica distinta en relación con sus cinturones vecinos no metamórficos del terreno Guaniguanico"

García-Casco *et al.*, 2008 comentan desconocerse la edad de la Fm. Arroyo Cangre, sin omitir reconocer que analogías estratigráficas "sugieren" una correlación con la Fm. San Cayetano. Sin embargo, la edad de la Formación, de hecho, no se basa en analogías con la Fm. San Cayetano. Sino en datos estratigráficos y paleontológicos que demuestran el contacto normal y transicional conservado en algunos cortes, de la Fm. Arroyo Cangre con la Fm. Jagua de la Unidad Mestanza. El contacto normal con características graduales, aunado con la conservación de fauna diagnóstica con ammonites del Oxfordiano Medio en la Fm. Jagua; establece, más allá de una simple correlación, la comparación entre Arroyo Cangre y San Cayetano.

Según Burov *et al.*, 1988, la edad de Arroyo Cangre se determina por los fragmentos de *Aptychus* y de cámaras embrionarias de ammonites en calizas en el Pozo 65. Al tener en cuenta el contacto también normal entre Arroyo Cangre y la Formación Jagua en el segmento SW (occidente de la Faja Cangre), se puede establecer la edad de Arroyo Cangre como Calloviano al Oxfordiano temprano, (Burov, *op cit.*). Estas son las relaciones estratigráficas y cronológicas conocidas en la vecina Sierra de Los Órganos entre la Fm. San Cayetano y la Fm. Jagua.

En párrafos anteriores he destacado que de acuerdo a los resultados del levantamiento de los geólogos polacos (Pszczółkowski *et al.*, 1975) la Faja Cangre contiene rocas magmáticas solo en el segmento oriental de la faja. La Fm. Arroyo Cangre, que ocupa la mayoría del volumen de la

Unidad Pino Solo; desde la altura del meridiano de El Guayabo, al NW de Pinar del Río, hasta la Loma del Destino, al extremo SW de la Faja Cangre; Arroyo Cangre no contiene rocas magmáticas. Tal hecho hace a Arroyo Cangre, particularmente parecida a la Facies La Llagueta (Álvarez-Sánchez, 2015) (Fm. La Llagueta para Millán y Somin, 1985a) de la Fm. La Chispa del Escambray, que sí posee claras evidencias de actividad magmática en cuerpos individualizados, como ocurre con Arroyo Cangre. Por otra parte, cierta cantidad de rocas magmáticas en la Fm. Arroyo Cangre no es suficiente base para excluirla del dominio paleogeográfico de la Fm. San Cayetano. La Fm. El Sábalo, de diabasas, basaltos, calizas, areniscas y otros sedimentos; se considera cronoequivalente de las formaciones Francisco y San Cayetano, en la secuencia meridional de la Sierra del Rosario. Guaniguanico contiene claras evidencias de un magmatismo propio, por lo visto de tipo fisural que fundamenta la interpretación de segmentos de Guaniguanico situado en áreas probablemente marginales con mayor actividad tectónica, favorables para el emplazamiento de magmas.

Las calizas en la base de la Fm. Arroyo Cangre no representan fundamento que impida correlaciones con la Fm. San Cayetano ni que tales rocas sirvan para sugerir una posición paleogeográfica más distal de Arroyo Cangre. La Fm. San Cayetano contiene calizas, hecho conocido por mucho tiempo y comentado en la literatura antigua (De Golyer; 1918; Palmer, 1945; Bermúdez, 1961; Pszczółkowski, 1994). En la región NW de propagación de la Fm. San Cayetano se encuentran cortes de la Fm. San Cayetano con capas de calizas masivas pelitomórficas, calizas organógeno-detriticas y calcarenitas en paquetes de hasta 50 m de espesor (Burov, *op cit.*).

Otro aspecto crítico se centra en las condiciones de los límites de la Faja Cangre por el sur y por el norte. La Falla Pinar corta a la Faja Cangre por el sur, de modo que tal accidente no puede ser el verdadero límite de la Faja Cangre por su edad posterior al complejo sesgado por ella. El completo acúñamiento de la Faja Cangre a la altura del

nudo de San Diego de Los Baños, demuestra un corte oblicuo de la Falla Pinar, por cuya razón es admisible admitir que una parte desconocida de la Faja Cangre ha quedado hundida en la profundidad, como se refleja en la Figura 2 de Álvarez-Sánchez (2021). Es decir, la Falla Pinar no es límite sur de la Faja por la razón adicional de que los movimientos de traslación horizontal de la Falla Pinar no tienen relación alguna con el emplazamiento de la Faja Cangre.

Si atendemos al contacto tectónico norte, límite septentrional de la Faja Cangre, se ha establecido con seguridad su carácter de cabalgamiento sobre la unidad de San Cayetano del sur, sin evidencias de traslación horizontal. Esta falla representa los rasgos de una fuerte compresión ejercida sobre la Faja Cangre por efecto de esfuerzos ejercidos de norte a sur, con la más alta probabilidad de que la Faja Cangre ha ocupado la misma posición relativa que ahora. Al tener en cuenta todos estos elementos expuestos, cabe preguntar ¿cuáles son las premisas determinantes que se cumplen en este caso para clasificar a la Faja Cangre como un terreno? Ninguna de las condiciones exigidas por el modelo se cumple aquí.

Estoy de acuerdo con García-Casco *et al.* (*op cit.*) en que las características del metamorfismo demuestran que la Faja Cangre sufrió un proceso de subducción. Al aceptar que ocurrió ante las evidencias, resulta difícil creer que tal desarrollo afectó exclusivamente a la Fm. Arroyo Cangre, a partir de las relaciones estratigráficas que demuestran que la Unidad Pino Solo no se despegó de la Unidad Mestanza, por cuya razón no veo justificación alguna para suponer que Guaniguanico propiamente dicha y la Faja Cangre ocuparan distintas posiciones; ni paleogeográficas ni tectónicas. Como tampoco creo que exista justificación alguna para llamar "terreno" a la Cordillera de Guaniguanico.

En estas cuestiones, colmadas de incertidumbres, de afirmaciones especulativas carentes de datos suficientes de soporte, donde las conclusiones se emiten más a partir de presunciones que de hechos comprobados, me adhiero

a lo expresado por Somin *et al.* 1992 cuando afirman: *Se sabe que el complejo ensialico miogeosinclinal Jurásico-Cretácico de gran parte de la zona de Guaniguanico (Sierra de los Órganos, sur de la Sierra del Rosario), incluyendo la faja metamórfica de Cangre, muestra signos de haber formado una única paleoestructura con complejos similares de Juventud. y Escambray. (Somin et al., 1992).*

Agradecimientos.

Sincero agradecimiento a los estimados colegas Luís Bernal del Instituto de Geología y Paleontología de La Habana y Manuel Vázquez del Servicio Geológico de Cuba occidental, por suministrarme fotografías de sus colecciones para ilustrar secciones del presente trabajo.

Referencias.

- Álvarez-Sánchez, H., 1972, Geología general y estructural de la Provincia de Pinar del Río, Cuba. *Instituto de Hidroeconomía. Pinar del Río, 341 Pág., 41 figs., 32 hojas 1:50,000. (Inédito).*
- Álvarez Sánchez, H., 1981, Síntesis de la Evolución Geotectónica de la Sierra de los Órganos apoyada en el estudio de la Geología del Valle de Pons. 272 págs. 108 figs. (Inédito). CUPR. Tesis de la Universidad de Pinar del Río. Cuba.
- Álvarez-Sánchez, H., 2015, Litoestratigrafía del Macizo metamórfico Escambray. Tomo Uno. En Academia edu. 161 pp; 67 figs.; 3 tbls.; 4 Láminas.
- Álvarez-Sánchez, H., 2021, El perfil geológico de Cuba occidental entre el Macizo Metamórfico Pinos y el Golfo de México. *Revista Maya de Geociencias. No. Sep. 2021. 79-88.*
- Astajov, K. Solianik, V., Vasilev, V., Martínez, D., Fernández de Lara, R., Oubiña, J., Demidov, S., Santamaría, Z., 1982, Informe sobre los trabajos de levantamiento geológico a escala 1: 50 000 en parte noroeste de Pinar del Río. (Hojas 3484-III - 3483-III - 3483-IIIa). *O.T.R.M. de Pinar del Río. 497 pp.*
- Bermúdez, P. J., 1961, Las formaciones geológicas de Cuba. *Inst. Cubano Rec. Miner., Minist. Indust., Serie Geología cubana, No. 1. 177 Págs. La Habana.*

Berg, H.C., Jones, D.L., and Coney, P.J., 1978, Pre-Cenozoic tectonostratigraphic terranes of southeastern Alaska and adjacent areas: *U.S. Geological Survey Open-file Report 78-1085, 2 sheets, scale 1:1,000,000*.

Burov, V., Martínez, D., Jusainov, Y., Fernández, R., Derbenev, V., Uspensky, A., et al., 1988, Informe sobre los trabajos de levantamiento geológico a escala 1:50,000 realizados en la parte occidental de la Provincia de Pinar del Río, en los años 1981-86. *O.T.R.M. Pinar del Río. 689 pp., (inédito)*.

Coney, P.J., Jones, D.L., and Monger, J.W.H., 1980, Cordilleran suspect terranes: *Nature*, v. 288, p. 329-333.

Cruz Gámez, E. M., Maresch, W., Cáceres Govea, D., Balcázar, N., Martín, K., 2003, La Faja Cangre y sus rasgos metamórficos. Pinar del Río. Cuba. *Memorias Geomin 2003, La Habana, 24-28 de Marzo* ISBN 959-7117-11-8.

Cruz-Gámez, E. M., , Maresch, W. V., , Cáceres-Govea, D., y Balcázar, N., 2007, Significado de las paragénesis de anfíboles en metagrabos relacionados con secuencias de margen continental en el NW de Cuba. *Revista mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 24, núm. 3, 2007, p.318-327.

DeGolyer, E., 1918, The geology of Cuban petroleum deposits. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, v. 2, p. 133-167.

Dickerson, R. E., 1933, The relationship between the San Cayetano & Viñales Formation in the Organos Mountains. *Oficina Nacional de Recursos Minerales, Ministerio de Energía y Minas, La Habana (Inédito)*.

Dublan, L., and Alvarez, H. (eds.), 1986, Informe final del levantamiento geológico y evaluación de minerales útiles, en escala 1:50.000, del polígono CAME I, zona Centro: *Fondo Geológico Nacional, Oficina Nacional de Recursos Minerales, Ministerio de Industria Básica, La Habana, Cuba, (unpublished)*.

Garcia-Casco, A., Iturralde-Vinent, M. A., and Pindell, J., 2008, Latest Cretaceous collision/accretion between the Caribbean Plate and Caribeana: Origin of metamorphic terranes in the Greater Antilles. *International Geology Review*, Vol. 50, 2008, p. 781–809.

Haczewski, G., 1976, Sedimentological Reconnaissance of the San Cayetano Formation. *Acta Geol. Pol. Vol. 26. No.2. Págs. 331-353. Warszawa*.

Haczewski, G., 1987, Reconocimiento sedimentológico de la Formación San Cayetano: un margen continental acumulativo en el Jurásico de Cuba occidental. (*En: Pszczółkowski, A., (Editor) 1987. Contribución a la Geología de la Provincia Pinar del Río. Editorial Científico-Técnica, Ciudad de la Habana, p. 228-247*).

Hatten Ch. W., and Meyerhoff, A. A., 1956, Reconnaissance traverse: Bahía Honda. San Cristóbal, Sierra del Rosario, Pinar del Río. Fotocop. 5 págs. 1 map. *Fondo Geológico Nacional de La Habana. (Inedito)*.

Hatten, Ch. W., 1957, Geology of Central part Sierra de los Órganos. Pinar del Rio Province Cuba. 48 pags. 19 figs. *Fondo Geológico Nacional. La Habana. Cuba*.

Herrera N. M., 1961, Contribución a la estratigrafía de la Provincia de Pinar del Río. *Rev. Soc. Cubana de Ingenieros. Vol. LXI. No. 1,2. pags. 2-24*.

Howell, D. G., 1985, Terranes: *Scientific American*, v 253, p. 116-125.

Howell, D.G., Jones, D.L., and Schermer, E.R., 1985, Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region: Principles of terrane analysis, in Howell, D.G., ed., *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series*, v. 1, p. 3-31.

Iturralde-Vinent, M. A., and E. G. Lidiak, 2006, Caribbean Tectonic, Magmatic, Metamorphic and Stratigraphic Events. Implications for Plate Tectonics (UNESCO/IUGS IGCP Project 433 “Caribbean Plate Tectonics”). *Geologica Acta, Vol.4, Nº1-2, 2006, 1-5*.

Jones, D.L., Howell, D.G., Coney, P.J., and Monger, J.W.H., 1983, Recognition, character, and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America, in Hashimoto, M., and Uyeda, S., eds., *Accretion tectonics in the circum-Pacific region: Proceedings of the Oji International Seminar on Accretion Tectonics, Japan, 1981: Advances in Earth and Planetary Sciences, Tokyo, Terra Scientific Publishing Co., p. 21-35*.

Krömmelbein, K. von, 1962, Beiträge Zur Geologischen Kenntnis der Sierra de los Órganos (Cuba). *Sonderd aus der “Zeitschrift der Deutschen Geol. Gesellschaft”. Band. 114, S. 92-120*.

Lewis, J. W., 1932, Geology of Cuba (with discussion by R. J. Metcalf). *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 16:533-555.

Millán, G., 1972, El metamorfismo y mesodeformaciones de la unidad tectónica regional más suroriental de la Sierra de Los Órganos. *Actas. Acad. de Cienc. de Cuba. Inst. de Geol., No. 2, pp, 33-35. La Habana*.

Millán, G.; Somin, M. L., 1976, Algunas consideraciones sobre las metamorfitas cubanas. *Serie geológica N° 27. pag. 1-21. Acad. de Cienc. de Cuba. La Habana*.

Millán, G. y Myczynski, R. 1978. Fauna jurásica y consideraciones sobre la edad de las secuencias metamórficas del Escambray. *Acad., de Ciencias de Cuba. Informe Científico Técnico, 80. Págs. 1-14*.

Millán, G., y Somin, M. L., 1981, Litología, estratigrafía, tectónica y metamorfismo del macizo de Escambray. *Editorial Academia. La Habana. 104 páginas*.

Millán, G. y Somin, M. L. 1985 a. Contribución al conocimiento geológico de las metamorfitas del Escambray y del Purial. *Reporte de Investigación Nº 2. IGP. Academia de Ciencias de Cuba. 74 Pág.*

Millán, G. y Somin, M. L., 1985 b, Condiciones geológicas de la constitución de la capa granito-metamórfica de la corteza terrestre de Cuba. *Pub. Esp. Inst. de Geol. y Paleont. La Habana. 83 p*.

Millán, G., 1988, La asociación glaucofana-pumpellita en metagabroides de la faja metamórfica Cangre. *Bol. Geociencias. Vol. 3, No. 1, pp 35-36*.

Millán Trujillo, G., 1990, Evolución de la estructura del Macizo Metamórfico Escambray, Sur de Cuba central. *En D. K. Larue y G. Draper (eds.): Transactions of the 12th Caribbean Geological Conference. St. Croix, U.S. Virgin Island. , Miami Geol. Soc., pp. 82- 94*.

Millán G. y Álvarez Sánchez, 1992, Geología del sector de La Sierrita. Macizo Metamórfico Escambray. *IGP La Habana y Empresa de Geología de Santa Clara. Cuba (Informe inédito)*.

Millán, G., 1997, Posición estratigráfica de las metamorfitas cubanas. *En Furrázola Bermúdez, G. F., and Núñez Cambra, K. E. Eds., Estudios sobre Geología de Cuba: La Habana, Cuba, Centro Nacional de Información Geológica, p. 251–258*.

Millán, G., 2003, Algunas consideraciones sobre la tectónica de Cuba occidental (Provincia Pinar del Río). *Memorias GEOMIN 2003, La Habana, 24-28 DE MARZO. ISBN 959-7117-11-8*.

Monger, J.W.H., and Berg, H.C., 1987, Lithotectonic terrane map of western Canada and southeastern Alaska: *U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map MF-1874-B, 1 sheet, scale 1:2,500,000, 12 p*.

Palmer, R. H., 1945, Outline of the geology of Cuba. *The Journ. of Geology. Vol. 53. No. 1, pp. 1-34*.

Piotrowski, J., 1977, First manifestations of volcanism in the Cuban geosyncline. *Bulletin de L'Academie Polonaise des Sciences, Serie de Sciences des la Terre, 24 (3-4): 227-234*.

Piotrowska, K., 1978, Nappe Structure in the Sierra de Los Órganos, western Cuba. *Acta Geol. Polonica, vol. 28, No 1. p 97-170*.

Piotrowska, K., 1987, La estructura de nappes en la Sierra de Los Órganos. *En Pszczółkowski, A., Piotrowska, K., Piotrowski, J., Torre y Callejas, A., Myczyński, R., Haczewski, G., 1987, Contribución a la geología de la provincia Pinar del Río. Editorial Científico-Técnica, La Habana, Cuba, 255 p*.

Pszczółkowski, A.; Piotrowska, K.; Mycznski, R.; Piotrowski, J.; Skupinski, A.; Grodzicki, J.; Danilewski, D. y Haczewski, G., 1975, Texto explicativo al mapa geológico a escala 1:250 000 de la provincia de Pinar del Río. *Brigada Cubano- Polaca, Inst. Geol. Paleont., Minist. Indust. Bas., La Habana (inédito)*.

Pszczółkowski, A., 1978, Geosynclinal Sequences of the Cordillera de Guaniguanico in Western Cuba. Their lithostratigraphy facies development and paleogeography. *Acta Geologica Polonica. Vol. 28. Nº. 1. 96 pags. 32 figs. 6 pls.).Warszawa*.

Pszczółkowski, A., 1985, Sobre la edad del metamorfismo y la estructura tectónica de la faja Cangre. Provincia de Pinar del Río. Cuba. *Ciencias de la Tierra y el Espacio. No. 10*.

Pszczółkowski, A., 1994, Lithostratigraphy of Mesozoic and Palaeogene rocks of Sierra del Rosario, western Cuba. *Studia Geologica Polonica, in A. Pszczółkowski (edit) Geology of Western Cuba. v 105, Krakov. pp 39-66*.

Şengör, A. M. C., 1990, Lithotectonic terranes and the plate tectonic theory of orogeny: A critique of the principles of terrane analysis. *Wiley, T. J., Howell, D. G., and Wong, F. L., editors, 1990, Terrane analysis of China and the Pacific rim: Houston, Texas, Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Science Series, v. 13.*

Şengör, A. M. C., Dewey, J. F., and Robertson, A. H. F., 1993, Terranology: Vice or Virtue? [and Discussion], *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences. Vol. 331, No. 1620, Allochthonous Terranes, pp. 457-477.*

Schuchert, Ch., 1935, Historical geology of the Antillean region. *N. Y. Wiley & Sons. 811 p.*

Smulikowski, W., Desmons, J., Fettes, D. J., Harte, B., Sassi, F. P., Schmid, R., 2003, Types, grade and facies of metamorphism. *Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.07.*

Somin, M. L., Arakelians, M. M., Kolesnikov, E. M., 1992, Age and tectonic significance of high-pressure

metamorphic rocks of Cuba. *International Geology Review, 34, No. 2, pp. 105-118.*

Stanik, E., Ching, R., Chaloupsky, J., Suchanek, J., Sehovanik, P., Valecka, J., Koverdysnsky, B., Mlcoch, B., Zoubek, J., Vazquez, C., Mañour, J., Vyjidak, B., Holak, J., Prochazka, J., Eisenreich, M., 1981, Informe del levantamiento geológico, geoquímico y trabajos geofísicos, realizados en la parte Sur de Cuba Central, en las Provincias Cienfuegos, Sancti Spiritus y Villa Clara. *Centro Nacional del Fondo Geológico. La Habana. Cuba. 555 pags. (Inédito).*

Truitt, P. and Brönnimann, P., 1955, Preliminary report on the geology of the Viñales area, Pinar del Río province. *Centro Nac. Fondo Geol., Minist. Indust. Bas., La Habana (inédito).*

Truitt, P. y P. Brönnimann, P., 1956, Geologic Memorandum PT-48. Geology of Pinar del Río and Isla de Pinos, Cuba. *Centro Nac. Fondo Geol., Minist. Indust. Bas., La Habana (inédito).*

Las formaciones Pons y Peñas del Cretácico de la Sierra de los Órganos.

Humberto Álvarez Sánchez (1); Luis Bernal Rodríguez (2)

1 Miramar Mining Corporation. República de Panamá. geodoxo@gmail.com
2 Instituto de Geología y Paleontología. Republica de Cuba. bernal@igp.minem.cu

(Manuscrito original de 1980. Nueva versión de 2013).

Resumen.

Las Formaciones Pons y Peñas, de la Sierra de Los Órganos, en la Cordillera de Guaniguanico, definidas por Ch. W. Hatten en 1957, culminan la sedimentación del gran banco calcáreo de la Formación Guasasa, acumulado desde finales del Oxfordiano hasta el Cretácico Inferior. Al final de la sedimentación de esta gran unidad, se anunciaron cambios faciales precursores de orogenia, cuando las facies de calizas oscuras depositadas en ambientes anóxicos localmente profundos, fueron sustituidas por una sección peculiar y distintiva de otras condiciones paleogeográficas y tectónicas. Estos cambios se reflejan en la Formación Ancón, compuesta de calizas laminadas diversamente coloreadas, contaminadas por lodos micríticos ricos en hidróxidos de metales ferrosos y manganeso y finos detritos volcánicos. De esta forma las unidades Pons y Peñas, así como el Miembro Infierno, primariamente referido al tope de la Formación Guasasa, constituyen importantes intervalos de la litoestratigrafía regional, que merecen una atención cuidadosa en lo concerniente a su edad, relaciones mutuas y vínculos con la Formación Manacas suprayacente, de condiciones aún tectónicamente más inestables. Estas cuestiones son tratadas con cierto detalle en el presente artículo, donde se discuten los datos existentes sobre las cuestiones señaladas; principalmente las relaciones entre las unidades y la posibilidad de incluir al Miembro Infierno, como una parte integrante de la Formación Pons.

Palabras clave: Formaciones Pons y Peñas de la Sierra de Los Órganos. Litología y edad. Relaciones estratigráficas. Evidencias del cambio hacia condiciones inestables de la sedimentación precursores de movimientos orogénicos.

The Pons and Peñas Formations of the Sierra de los Organos, in the Guaniguanico mountain range, defined by Ch. W. Hatten in 1957, complete the sedimentation of the great limestone bank of the Guasasa Formation, accumulated from the end of the Oxfordiano to the Lower Cretaceous. At the end of the sedimentation of this great unit, facial changes precursors of orogeny were announced, when the facies of dark limestones deposited in locally deep anoxic environments were replaced by a peculiar and distinctive section of other paleographic and tectonic conditions. These changes are reflected in the Ancon Formation, composed of variously colored laminated limestones, contaminated by micritic muds rich in hydroxides of ferrous metals and manganese and fine volcanic debris. In this way the Pons and Peñas units, as well as the Member Infierno, primarily referred to as the top of the Guasasa Formation, constitute important intervals of regional lithostratigraphy, which deserve careful attention regarding their age, mutual relations and connections with the overlying Manacas Formation, of even more tectonically unstable conditions. These questions are dealt with in some detail in this article, which discusses the existing data on the issues identified, mainly the relations between the units and the possibility of including the Member Infierno, as an integral part of the Pons Formation.

Keywords: Pons and Peñas Formations of the Sierra de Los Organos. Lithology and age. Stratigraphic relationships. Evidence of the change towards unstable conditions of sedimentation precursors of orogenic movements.

125

Herrera (1961) al describir la Formación Pons, pero bajo el nombre de Formación Mina, también describe rocas lutíticas oscuras y areniscas cuarzosas de grano fino intercaladas con las calizas características de la unidad. Herrera describía las calizas de Mina como *“gris claro a gris azulado...en capas lajosas medias...grano muy fino a microcristalino...duras y con abundantes foraminíferos.....a intervalos fragmentos de pedernal negro”*.

De acuerdo a este autor, la Formación Mina estaría restringida a la base del Cretácico Superior Turoniano; con un posible descenso de la Unidad al Albiano o extensión hasta la parte más antigua del Coniaciano.

En nuestra opinión, varias cuestiones concernientes a la definición de la Formación Pons, no parecen haberse resuelto de forma definitiva y merecen cuidadosa atención en futuras investigaciones. Estas son:

- La edad de la Formación Pons.
- Equivalencia del Miembro Infierno con la Formación Pons.
- Relaciones de la Formación Pons con la Formación Peñas y la Formación Ancón.
- Posible existencia de facies no calcáreas en la Formación Pons.

Composición litológica.

La Formación Pons, como se entiende en la actualidad, se caracteriza por unas calizas grises claras o gris oscuro, a veces negras, micríticas de grano muy fino, de fractura ocasionalmente concoidea; muy compactas, en estratos de 20 a 40 cm; muy raramente en estratos muy finos de 2-3 cm o muy gruesos de 1 m; separados por capas de pedernal negro, amarillento y raramente rojizo. Las capas de pedernal pueden ser gruesas en algunos casos y extenderse por cierta distancia y en otros formar nódulos o lentes de poca extensión. La estratificación en las secciones bien expresadas no es uniforme y las capas gruesas se encuentran junto a los estratos finos, separados por una intercapa de chert.

La sección inferior abunda en calizas de estratificación gruesa, de colores gris claro a muy claro; que forman ritmos de 5 a 15 metros; entre otras secciones de calizas negras micríticas con intercapas de chert o chert nodular (Figura 3). Pero la sección superior, regularmente se destaca por una estratificación más fina y uniforme y más frecuentes y rítmicas intercalaciones de chert negro; como en el Río Peña Blanca, al Noroeste de Pons y en el Río Las Piedras, al Suroeste de Pons.

Esta última sección de calizas en capas finas que forma cortes monótonos de pares caliza-chert corresponde con la llamada por Hatten (1957) como Formación Peñas. Piotrowska (en Pszczółkowski, et al., 1975) durante su trabajo de cartografía en el Valle de Pons, consideró que las rocas de Pons y Peñas no se distinguían suficientemente y a su proposición fueron unificadas en el informe citado, bajo el nombre de Formación Pons.

Potencia de la Formación Pons.

La base de la Formación no aflora en la extensión del Valle de Pons. La sección más baja expuesta solo puede observarse en el eje axial del núcleo del Antiforme Pons (Álvarez Sánchez, 1981), aunque la estructura antiforme tiene sus flancos complicados con fallas inversas con vergencias opuestas al núcleo, que determinan duplicaciones de los cortes Pons-Peñas-Ancón (Figura 4). En el Río Las Piedras la potencia de la Formación Pons se ha

estimado entre 150-200 m; pero en la transversal entre Sierra del Infierno y el Río Peña Blanca también se han registrado potencias muy próximas a 300 m. Esta cifra parece concordar con la de un sondeo eléctrico vertical de gran abertura, realizado en la zona axial de la antiforma (Valdez Ramos, comunic. pers., 1980).

El Pozo Pinar 1 (5,200 m) (López-Rivera et al., 1987), debió cortar una sección de la Formación Pons en los primeros intervalos. Pero, en el reporte de avance del pozo se informa que 500 metros iniciales no tienen información. A causa de que en el lugar del pozo, la Formación Pons aflora, sin dudas, se ha perdido un resultado confiable y directo que hubiera permitido analizar el espesor de esta unidad desde la superficie, hasta las unidades inferiores en la Unidad Valle de Pons. Sin embargo, en una evaluación de la composición litoestratigráfica del Pozo 1, Cobiella-Reguera (2008) interpreta como un intervalo de la Formación, Pons entre los 2500-3000 m, con una potencia de alrededor de 300 m; al parecer en contacto normal sobre una sección interpretada, a su vez, como la Formación Guasasa. Este dato pudiera ser correcto y coincide con las estimaciones de superficie adquirida en perfiles detallados en el Valle de Pons. Esta referencia no representa una conclusión indiscutible del verdadero espesor original y completo de la Formación Pons, pero parece razonable.



Figura.3. Formación Pons en el arroyo Las Piedras, al Este del cruce con la carretera Cabezas-Pons. Calizas grises a negras, micríticas con intercalaciones de chert negro hasta blanco y amarillento. (Foto del Autor, 1978).

Edad de la Formación Pons.

La edad de la Formación Pons ha recibido repetida atención por su posición de afloramiento bajo los mantos tectónicos expuestos en superficie en la Sierra de Los Órganos y su distribución, aparentemente muy limitada en superficie; que dio lugar en el pasado a interpretaciones como parte del afloramiento de una unidad autóctona (*“fenêtre de Peña Blanca”* de Rigassi-Studer, 1963). Los datos discrepantes respecto a la extensión de su intervalo cronológico, dependen mucho de cual sección litológica se considera como la

Formación Pons y si se incluye o no a la Formación Peñas dentro de estas consideraciones (véase la Tabla I)

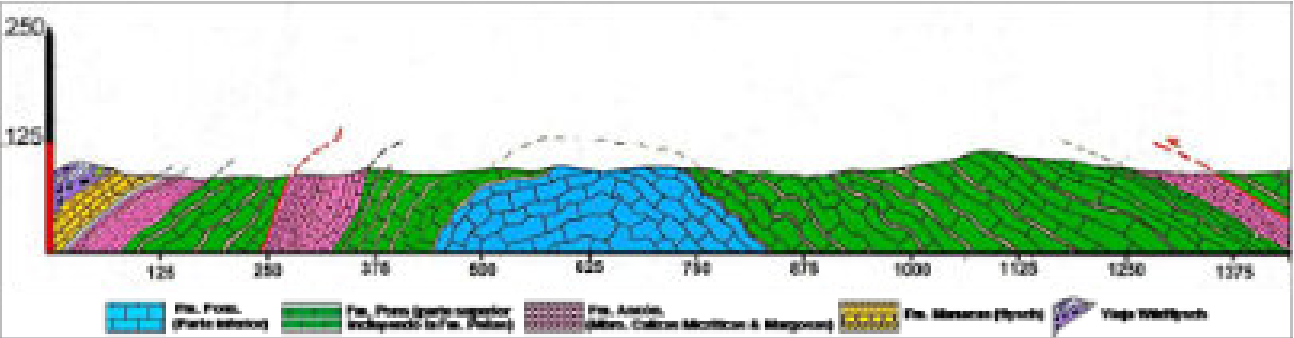


Figura.4. Sección del Antiforme Pons NW-SE), trazado por la parte central del Valle de Pons. Adviértase la duplicación de paquetes de la Formación Ancón como horizonte marcador. Estructura posiblemente causada por cabalgamientos duplex, anteriores al plegamiento (Álvarez-Sánchez, 1981).

La mayor parte de los estudios realizados sobre la edad de Pons, posteriores a la década de los años 50; se deben a A. Pszczółkowski. El autor citado (1978, 1987) indicaba que según de La Torre (1972-1975), la Formación Pons podía datarse desde el ¿Hauteriviano hasta el (¿) Daniano; indicando que el estrato-tipo del límite superior de la Formación Pons+Peñas “se ve en la sección tipo, en la parte superior de las calizas gris claro con intercalaciones de silicitas que limitan, de forma precisa, con calizas margosas de la Formación Ancón”.

Más tarde (Pszczółkowski, 1999 a) argumenta una edad del Valanginiano tardío para la parte inferior de la Formación Pons sobre la base de la presencia de *Tintinnopsella carpathica Murgeanu & Filipescu*, en esa sección, expuesta al Sur de Pons y, a seguidas, (Pszczółkowski, 1999 b), indica que muestras tomadas en la sección baja de la Localidad Tipo de la Formación Pons, al Sur del poblado de Pons (Figuras 6,7), sugieren que la parte inferior de la Formación, correlaciona con la parte inferior de la Zona de *Tintinnopsella* e incluye también la Zona *Hedbergella Sigali-Hedbergella delrioensis*; datos que al ser considerados conjuntamente con la microfauna de foraminíferos, calpionellidos y nannoconidos, indican una edad Valanginiano Superior a Hauteriviano Inferior de la Formación Pons.

Más recientemente, Pszczółkowski, et al. (2013) reportan las determinaciones realizadas en una cantera próxima al poblado de Pons, donde se identificaron foraminíferos planctónicos y nannocónidos de una sección de la Formación Pons, de la Unidad Tectónica Infierno (Piotrowska, 1987). La asociación de foraminíferos y conjuntos de nannocónidos, en esa localidad, indican el Aptiano tardío, y el Albiano tardío.

Las cuestiones que cabe plantearse para una revisión, a partir de los estudios e interpretaciones citadas, son: ¿Cuál es la edad del total intervalo de la Formación Pons? ¿Cual es el contenido material preciso de la unidad y cuales son sus límites?

Al considerar las indagaciones realizadas sobre su edad paleontológica, se puede apreciar que la totalidad de los resultados de mayor resolución obtenidos posteriormente a los trabajos de Ch. W. Hatten, basados tanto en foraminíferos y últimamente también con mayor insistencia en nannofósiles; corresponden a la parte inferior de la Formación Pons y se concentran en ese intervalo. Pero, independientemente de la importancia de estos resultados, al parecer la edad del total intervalo de esta unidad, no está resuelto. Las bases para esta

afirmación son las siguientes: Es notable y llamativa la ausencia de registros micropaleontológicos de detalle comparable; que pueden realizarse en la totalidad de la sección expuesta. El afloramiento completo en la sección aflorada en el Río Piedras, permite un estudio exhaustivo que, por lo visto, no se ha realizado.

Tabla. I. Edades de las Formaciones Pons y Peñas.

Referencia	Unidad	Edad	Microfauna	Observaciones
Hatten, 1957	Fm. Pons	Albiano-Turoniano	<i>Globigerina</i> cretacea. <i>Planomalina buxtoni</i> (Gandolfi). <i>Praeglobotruncana</i> sp. <i>Ticinella</i> sp. <i>Globotruncana lapparenti</i> . <i>Rotalipora</i> cf <i>appenninica</i> . <i>Thalmaninella</i> cf <i>greenhornensis</i> . <i>Nannoconus truitti</i> . <i>N. Wassalli</i> . <i>N. Bucheri</i> and <i>N. elongata</i>	Sin incluir a la Fm. Peñas.
Pszczółkowski, 1978, 1988 (según De La Torre (1972-1975 y 1988)	Fm. Pons	¿Hauteriviano hasta el (¿) Daniano	<i>Ticinella</i> spp. <i>Hedbergella simplex</i> (Morrow). <i>Rotalipora</i> ex gr. <i>apenninica</i> (Renz) o evoluta Sigal. <i>Globotruncana fornicata</i> Plummer. <i>G. tricarinata</i> (Quereau). <i>G. linneiana linneiana</i> (d'Orbigny). <i>G. contusa</i> (Cushman). <i>G. calcarata</i> Cushman. <i>Globotruncanella havanensis</i> (Voorwijk).	Sección litológica (hasta el contacto con la Fm. Ancón, sin reconocer a la Fm. Peñas)
Pszczolkowski, 1999 a	Fm. Pons	Valanginiano tardío	<i>Tintinnopsella carpathica</i> Murgeanu y Filipescu.	Parte baja de la Fm. Pons.
Pszczolkowski, 1999 b	Fm. Pons	Valanginiano Superior a Hauteriviano Inferior	<i>Nannoconus bermudezi</i> . <i>N. Bonetii</i> . <i>N. cf. Kamptneri</i> . <i>N. Steinmannii</i> . <i>N. steinmannii minor</i> (parte inferior de la Zona de <i>Tintinnopsella</i> y Zona <i>Hedbergella sigali-Hedbergella delrioensis</i>)	Parte baja?
Pszczolkowski, 2013	Fm. Pons	Aptiano tardío-Albiano	Foraminíferos planctónicos asignados a las zonas: <i>Globigerinelloides ferreolensis</i> , <i>Globigerinelloides algerianus</i> y <i>Hedbergella trochoidea</i> (Aptiano tardío) y <i>Pseudothalmaninella ticinensis-Thalmaninella appenninica</i> (Albiano tardío).	Parte baja?
De La Torre, 1988 (Fide Pszczolkowski, Com. Pers. 2013)	Fm. Pons	Santoniano-Maastrichtiano Superior.	<i>Globotruncana fornicata</i> (=Rosita fornicata); <i>G. tricarinata</i> ; <i>G. linneiana linneiana</i> ; <i>G. calcarata</i> (=Globostruncanica calcarata); <i>G. contusa</i> (=Rosita contusa); <i>Globostruncanella havanensis</i> .	Fm. Pons, ¿hasta el contacto con la Fm. Ancón? (incluye el intervalo de la Fm. Peñas)
Hatten, 1957	Fm. Peñas	Turoniano-Campaniano Superior	<i>Globigerina</i> cf. <i>G. cretacea</i> . <i>Rugoglobigerina</i> sp. <i>Rugotruncana calcarata</i> , y <i>Globostruncana lapparenti</i> sl.	En la parte superior de la Fm. Pons.
Herrera, 1961.	Fm. Mina	Albiano Coniaciano	<i>Globigerina</i> cretacea. <i>Rotalipora</i> cf. <i>Appenninica</i> . <i>Thalmaninella</i> sp. <i>Ticinella roberti</i> . <i>Planomalina buxtoni</i> . <i>Praeglobotruncana</i> , sp.	Sección litológica completa de Pons+Peñas?

Por esta causa se cuenta con dos tipos de registros de datos, separados por amplios espacios de tiempo:

- Determinaciones provenientes de los estudios de la sección provenientes de Hatten (1957), que incluyen dos unidades propiamente dichas, superpuestas, la Formación Pons (inferior) y la Formación Peñas (superior). Y de la misma sección aproximada (Formación Mina) provenientes de Herrera (1961).
- Determinaciones, provenientes de los levantamientos realizados por un equipo de la Academia de Ciencias de Polonia y Cuba, principalmente durante la primera mitad y parte de la segunda mitad de la década de 70 del siglo pasado, continuados por Pszczółkowski (1987, 1999 a, 1999 b; et al., 2005). Durante este periodo, la Formación Pons y la Formación Peñas, fueron unificadas en una unidad (Piotrowska, en Pszczółkowski et al., 1975), pero nuevos datos sobre una indagación de este completo intervalo litológico conceptual, nunca fueron publicados o no existen por no haberse realizado.

Tabla. II. Edades de la Formación Pons (según Hatten, 1957).

Bronnmann, 1955	Hatten, 1957
<i>Nannoconus truitti</i>	<i>Nannoconus truitti</i>
<i>Nannoconus minutus</i>	*****
<i>Nannoconus elongatus</i>	<i>Nannoconus elongatus</i>
<i>Nannoconus bucheri</i>	<i>Nannoconus bucheri</i>
<i>Nannoconus wasalli</i>	<i>Nannoconus wasalli</i>
(Aptiano-Albiano Medio)	(Albiano-Cenomaniano-Turoniano)

Herrera (1961) propuso el Grupo Viñales y dividió esta unidad mayor en las Formaciones Guasasa (integrada por los Miembros San Vicente y Tumbadero) y la Formación Mina. En época posterior; a la Formación Guasasa se añadieron los Miembros El Americano y, Tumbitas (Housa y de La Nuez, 1972). Pszczółkowski et al. 1975 y 1987), al redescubrir el Grupo Viñales, compuesto por la Formación Guasasa y la Formación Pons (en lugar de Mina, invalidada por insuficiencias), distinguió el Miembro Infierno (Myczynski y Pszczółkowski; en Pszczółkowski et al., 1975) para distinguir una sección de calizas con intercalaciones de silicitas en la parte superior de la Formación Guasasa (ver Figura 8).

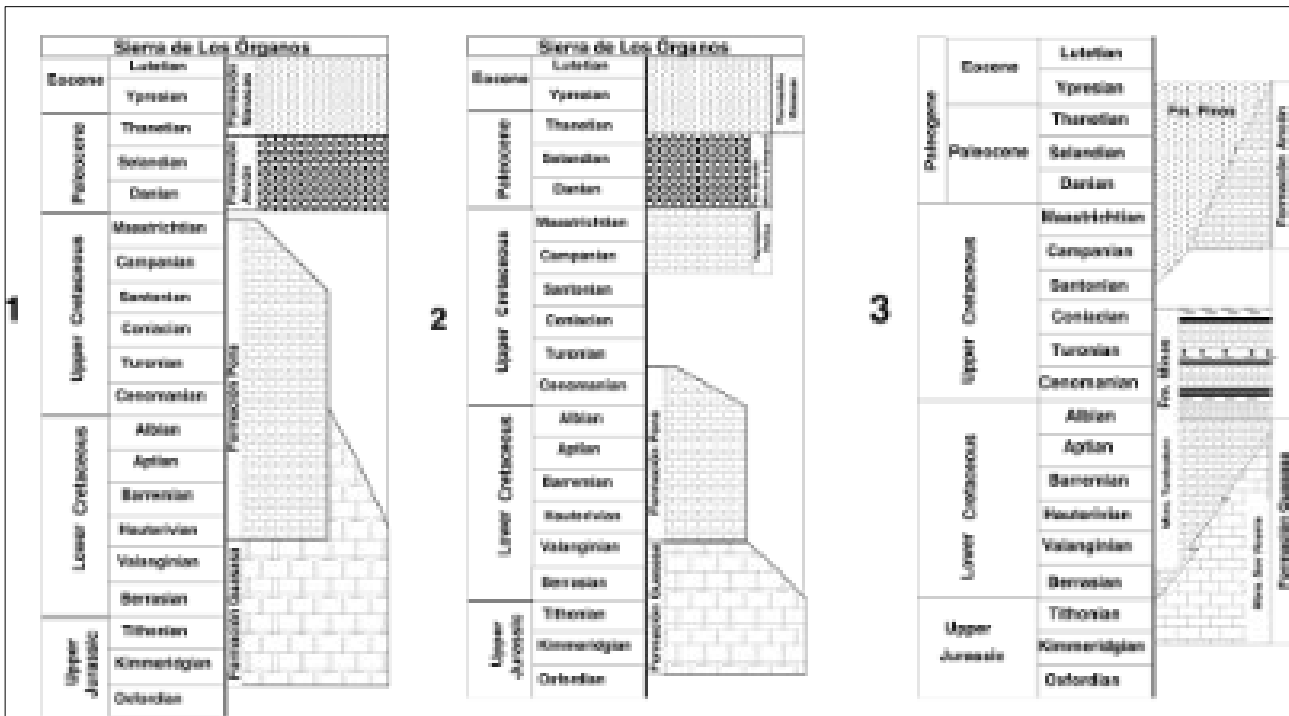


Figura.5.Evolución del criterio de la posición estratigráfica de la Formación Pons. 1- Pszczółkowski (1987). 2- Pszczółkowski (1999 a). 3-Herrera (1961).

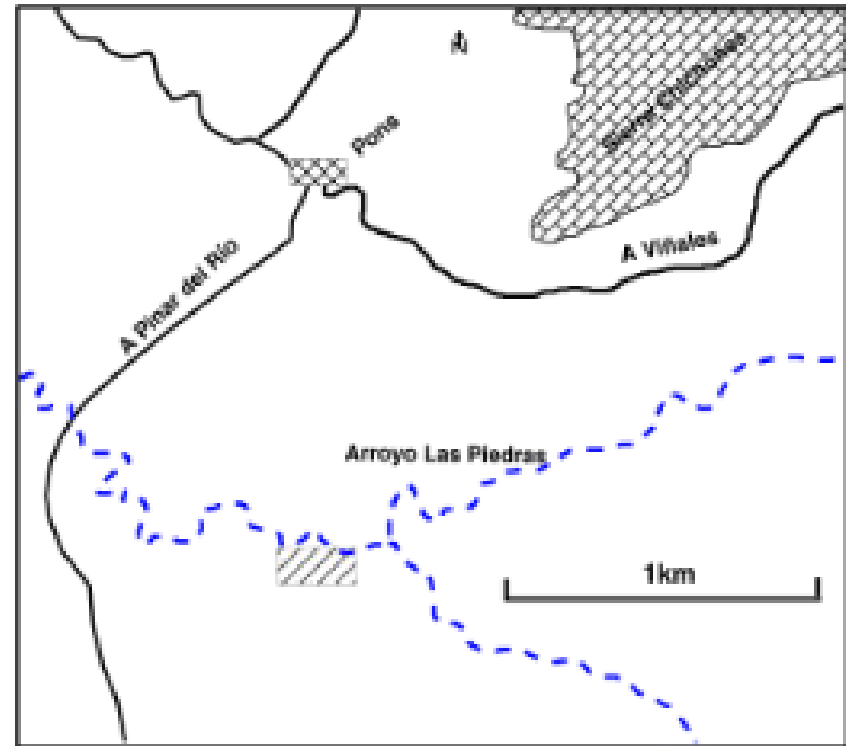


Figura.6. Localidad de muestreo de la Formación Pons, en Pszczółkowski (1999b). (Simplificado de Pszczółkowski, 1999 b; Figura 2 A)

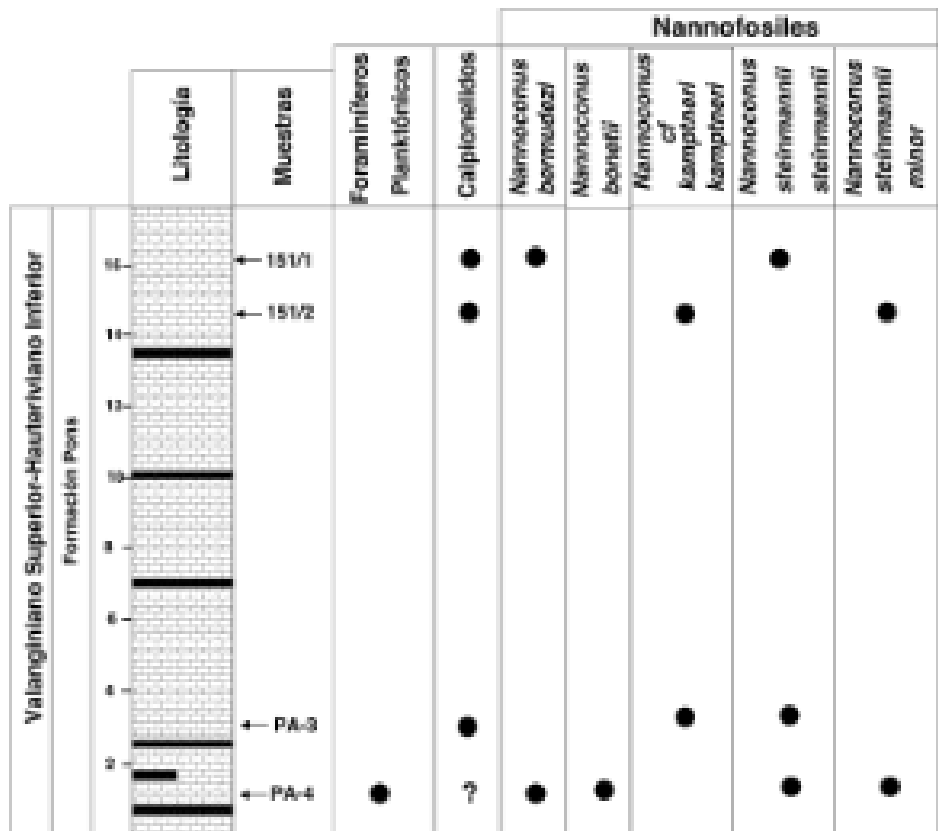


Figura.7. Nannocónidos y microfósiles colectados en la sección inferior de la Formación Pons en la localidad de la Figura 6. (Ligeramente modificada de Pszczółkowski, 1999 b, Figura 4).

La sección tipo se encuentra en la Sierra del Infierno, entre las localidades de Pons y Viñales. El Miembro Infierno descansa sobre el Miembro Tumbitas, cuya edad inicialmente fue establecida como Berriasiano tardío a Hauteriviano temprano; aunque posteriormente se precisó la edad a Berriasiano tardío-Valanginiano temprano (Pszczółkowski; 1999 a). El Miembro Tumbitas está compuesto por calizas micríticas gris claro, bien estratificadas, con intercalaciones de calizas más oscuras, en capas gruesas de 1 a 2 m y contienen una abundante microfauna de tintínidos. El espesor de la unidad es de 30-40 m en la localidad tipo de la Hacienda de El Americano y hasta 80 m en otras localidades (Pszczółkowski, et al., 1975).

Sistema	Piso	Zonas de estratificación	Secuencia de la Sierra de Los Órganos		
			Forma- ciones	Miembros	
CRETÁCICO	Albano	Calpionellitas dentata	Pons	Infierno	
	Apilano				
	Barramiano		Tumbitas		
	Hauteriviano				
	Valanginiano	Calpionellites	Gusasa	Tumbadero	
	Superior	Calpionellites		El Americano	
Berriasiano	Calpionella	San Vicente			
Inferior					
JURÁSICO	Tithoniano			Crusticollaria	El Americano
	Medio	Chitinoidea		San Vicente	
	Inferior				
	Kimmeridgiano			San Vicente	
	Oxfordiano				
Superior					

Figura.8. Composición estratigráfica del Grupo Viñales en la Sierra de Los Órganos, que muestra la posición estratigráfica del Miembro Infierno, según Pszczółkowski (1987).

Miembro Infierno. Litología.

El Miembro Infierno, en cambio, se compone de calizas micríticas bien estratificadas en capas de 1 a 40 cm; gris claro a gris oscuro que, hacia arriba, se tornan a gris muy oscuro a negro y se reducen de espesor. Desde la base intervienen silicitas negras, que aumentan de frecuencia hacia el tope del corte hasta hacerse rítmicas con las calizas de espesor constante de las capas. El límite inferior de Infierno se marca por la aparición de las primeras capas de silicitas sobre el Miembro Tumbitas y fue establecido entre ambas unidades por Pszczółkowski (1978). El contacto es transicional (Figura 9)

El límite superior, al contrario, parece ciertamente impreciso y sus características pueden ser discutidas.

El límite superior del Miembro Infierno.

El techo estratigráfico del Miembro Infierno y, propiamente la parte superior de la Sierra del Infierno, cuenta con sumamente escasas observaciones realizadas y reportadas. Este es un accidente morfológico que posee muy merecidos atributos físicos para su nombre geográfico.



Figura.9. Calizas micríticas con las primeras intercalaciones de chert en la base del Miembro Infierno sobre el Miembro Tumbitas. Carretera Pons-Viñales. (Foto del autor, 1979).



Figura.10. Calizas micríticas muy bien estratificadas en capas uniformes medias a finas, con chert rítmico intercalado. Parte superior del Miembro Infierno. Hoyo de Cañadones, al Este Pons. (Foto del autor, 1979).

Algunas de tales observaciones de cierto detalle, realizadas en esta localidad, se deben a Pszczółkowski (Perfil Gi; su Figura 10, 1987) quien describe que la sección superior del Miembro Infierno, se corona con brechas referidas al Miembro La Güira (Paleoceno temprano; (Pszczółkowski, 1978), pertenecientes a la Formación Ancón.

Según su descripción, la parte superior de Infierno en la sección tipo, compuesta por calizas negras con abundantes intercalaciones de silicitas, se observa afectada por un proceso de deformación de origen no aclarado, por el cual, las rocas del tope de Infierno pasan a estar incluidas lateralmente hacia la Brecha La Güira. Por esto fue considerado que esa sección perturbada no podía ser incluida en el Miembro Infierno, cuyo límite superior, en este caso, se consideraría erosivo. (Pszczółkowski *op cit.*, 1987) (2).

Este tipo de contacto muy deformado en el techo del Miembro Infierno, es posible observarlo en la ventana del Hoyo de Cañadones, al Este de Pons. Allí las capas competentes de Infierno, dobladas en pliegues de flancos muy pendientes, yacen cubiertas por una brecha. La brecha, a primera vista, parece similar al Miembro La Güira de la Formación Ancón (Figura 11). Sin embargo, el afloramiento del Valle de Cañadones, es difícil compararlo a la Brecha La Güira. La mayoría, sino todas, las capas incluidas en una matriz terrosa, pertenecen al propio Miembro Infierno. En la matriz también flotan grandes cantidades de capas rotas de chert, pero de la propia unidad. El lugar merece referencia porque es verdaderamente raro encontrar capas tan plegadas en este tipo de secuencia y las explicaciones de certeza son muy dudosas.

Es posible que esta clase de peculiares afloramientos representen deslizamientos en taludes y bordes de acantilados submarinos; si es que se trata de brechas antiguas consolidadas. En el fondo del estrecho valle, cubierto por los derrubios de las alturas contiguas, la brecha parece soportar un corte de la Formación Manacas (Eoceno Inferior a medio) muy reducido de potencia y solo representado por su sección inferior de flysch, con la ausencia del Miembro Vieja Wildflysch (olistostromas). Hacia el Norte, las rocas del Miembro Infierno están cabalgadas por el nappe de la Sierra de Pan de Azúcar, Chichones-Celadas, donde sus rocas, en posición casi horizontal; se cubren por escamas, de la Formación Guasasa, en cuyo caso ya no es posible seguir este horizonte.

Aún otra sección referida al techo del Miembro Infierno, también se ha descrito en la Sierra del Infierno por Pszczółkowski (2013, com, escrita). El autor al referirse a los cambios litológicos en el techo del Miembro Infierno (Pszczółkowski & Myczynski, 1975), describe las variaciones observadas en el contacto superior en la localidad de La Pimienta (Sierra del Infierno), donde una sección métrica de calizas biomicríticas "verde-gris claro", yacente sobre las calizas oscuras del Miembro Infierno, subyace a las calizas típicas de Ancón.

En el extremo occidental de la Sierra del Infierno, el autor (Álvarez-Sánchez, 1881), también ha observado situaciones similares o iguales a las descritas por Pszczółkowski. En esa localidad, se observa un límite entre las calizas de capa más gruesa de la Formación Pons (Figura 12) que transicionan hacia las calizas de capas finas de la Formación Peñas con rítmicas intercalaciones de chert.

² El estratotipo de límite superior del Miembro Infierno, está en la misma sección, en la base de las calizas casi negras con numerosas capas de silicita, con frecuencia dobladas y deformadas. Estas calizas pasan lateralmente por una brecha típica del Miembro La Güira de la Formación Ancón y por eso no pueden ser atribuidos al Miembro Infierno... Las calizas casi negras evidentemente muestran las huellas de un evento raro (posiblemente K/T o K/P.....), pues las silicitas están deformadas de una forma muy específica (no tectónica) y estas rocas pasan lateralmente en la brecha. Claro, estas calizas originalmente pertenecían al "Mb. Infierno" (=Fn. Pons), pero después han sido "perturbadas" y parcialmente incluidas en la brecha mas joven. (Pszczolkowski; op cit., 1987).

Unos 30 metros hacia arriba en el corte; ya las calizas gris oscuro y negras; que podrían referirse a la Formación Peñas, han terminado de pasar a calizas típicas coloreadas del Miembro de las Calizas Micríticas & Margosas de la Formación Ancón (Figura 13).

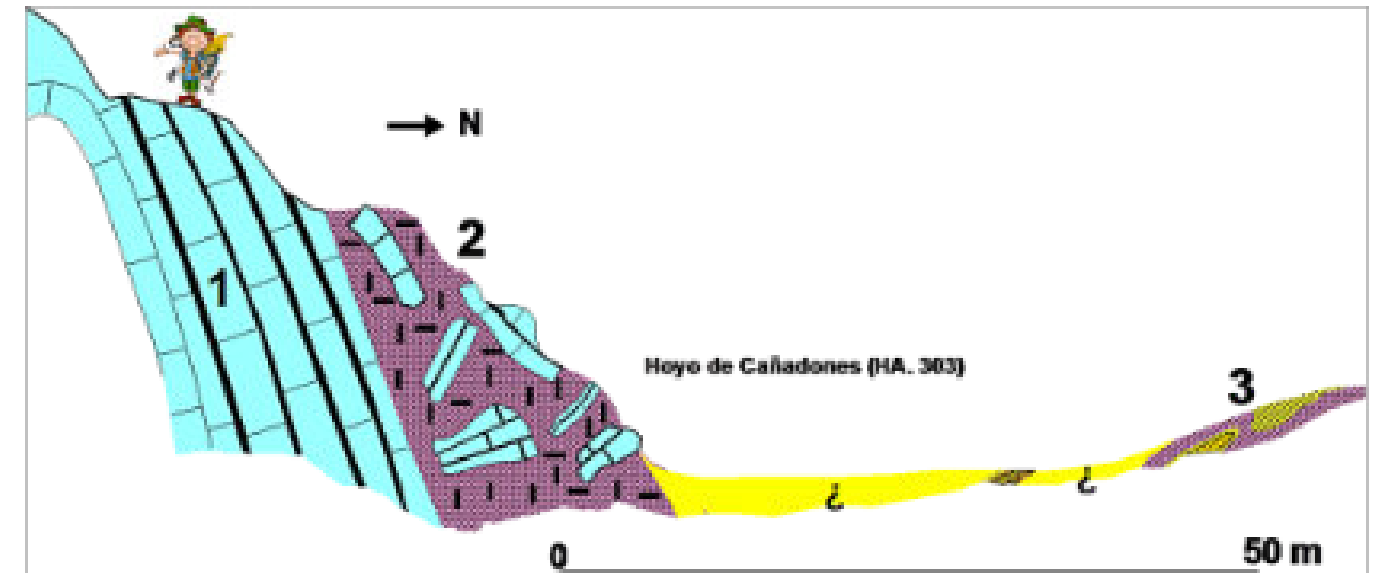


Figura.11.Ventana del Hoyo de Cañadones, al Este de Pons. 1-Mbro. Infierno de la Formación Guasasa: Calizas bien estratificadas con pedernales negros alternos en pliegues de flancos abruptos. 2-Posible brecha del Mb. La Güira (Fm. Ancón). 3-Areniscas y lutitas de la Formación Manacas (según Álvarez-Sánchez, 1981).

De este modo, en diferentes localidades, se percibe que sobre el Miembro Infierno, que es un equivalente de la Formación Pons en la Sierra del Infierno, yace la Formación Ancón; de forma equivalente a como la Formación Peñas (en la parte superior de Pons), yace bajo Ancón en la Unidad Valle de Pons. Sin embargo, se ha notado en la Sierra del Infierno y sobre el Miembro Infierno una falta importante de sedimento, consistente en la brecha La Güira, situación que no se observa en la Unidad Valle de Pons sobre Pons-Peñas y que establece una diferencia significativa entre estas dos unidades. Aunque, por solo esta diferencia y al tener en cuenta la equivalencia en los restantes elementos de Pons y el Miembro Infierno; no parece sostenible negar la existencia del Miembro Infierno convirtiéndolo, sin más, en la Formación Pons. El miembro Infierno debe ser considerado un Miembro de la Formación Pons, diferenciado suficientemente de la sección principal.

Relaciones de las Formaciones Pons, Peñas y Ancón. El problema del hiato.

Las relaciones entre estas unidades, en la Unidad Valle de Pons, se destacan en el curso del Arroyo Piedras (Figura 2). En dirección Oeste por el arroyo, se aprecian las calizas de Pons, sin interrupción alguna con la Formación Peñas. El paso es gradual. El contacto se nota solo por la distancia recorrida y se establece de forma convencional, a través del cambio del espesor de las capas y la mayor densidad de lechos de pedernal en la Formación Peñas, del Albiano a Campaniano Superior (según Hatten, 1957). En la continuación del perfil, las calizas sublitográficas de la Formación Peñas, dominan en el corte a la altura del puente sobre el Arroyo Piedras, en la carretera Pons-Cabezas; y hacia el Oeste contactan normalmente con las calizas margosas manganesíferas, finamente estratificadas y coloreadas de la Formación Ancón. El contacto de delicada transición se destaca en intervalos métricos, donde las calizas

grises a negras de Peñas, cambian a gris muy claro, a gris verdoso, a rosáceo, hasta afirmarse la Formación Ancón (Miembro de Calizas Micríticas & Margosas; de Pszczółkowski, 1987) con sus calizas típicas y capas aisladas de caliza gris oscura sublitográfica sin elementos arcillosos, más propias de Peñas, pero de un color blanquecino rosáceo.



Figura.12. Afloramiento de una sección de las Formaciones Pons-Peñas en el extremo occidental de la Sierra del Infierno. 1-Calizas gris claro a gris oscuro, en capas medias de la Formación Pons. 2-Calizas finamente estratificadas y laminadas muy oscuras con chert negro intercapas, referibles a la Formación Peñas. (Foto de Álvarez-Sánchez, 1979).



Figura.13. Parte superior en la continuidad del afloramiento de la Figura 12, unos 30 metros hacia arriba en el corte expuesto. Las calizas micríticas, sublitográficas de la sección anterior de la Formación Peñas, gris oscuro a negras, han pasado a micritas verdes, rosadas, rojas y beige blanquecino, en capas centimétricas, típicas de la Formación Ancón. (Foto de Álvarez-Sánchez, 1979).

Sobre la Formación Ancón, la sección termina por el flysch bien estratificado de la parte inferior de la Formación Manacas, que descansa normalmente sobre las calizas de la Formación Ancón, incluso con algunas finas capas de calizas rosáceas de Ancón dentro de los estratos de grauvacas tobóticas de Manacas. La sección de Manacas, se encuentra completa y esta coronada, más hacia el Oeste, por la sección desordenada de la olistostroma Vieja Wildflysch (Figura 14).

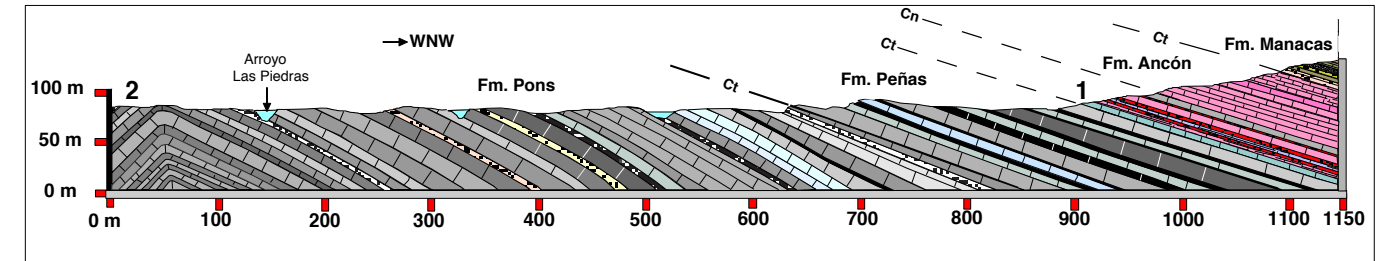


Figura.14. Sección por las Formaciones Pons; Peñas, Ancón y Manacas, aproximadamente paralela al Arroyo Las Piedras. 1-Zona de transición entre la Fm. Peñas y la Fm. Ancón. 2-Localidad aproximada del muestreo realizado por Pszczółkowski (1999 b). Ct: Contacto transicional. Cn: Contacto normal.

El Miembro La Güira, que expresa un evento de destrucción de la parte superior de la Formación Guasasa en otras unidades, por causas no determinadas pero generalmente referidas a eventos de erosión submarina (Pszczółkowski, 1987); no se conoce en la Unidad Valle de Pons.

Contactos supuestamente discordantes, entre las Formaciones Peñas y Ancón, se han creído existentes en esta región. Pszczółkowski (comunicación personal, 2013) describe un contacto angular abrupto entre la Formación Peñas, bajo las calizas de la Formación Ancón, que muestran un buzamiento más suave de 20° NW ⁽³⁾. Pero el autor citado reconoce correctamente este caso, como una discordancia tectónica, causada por la competencia contrastante entre las calizas rígidas de Pons-Peñas y las capas finas y dúctiles de la Formación Ancón; interpretación que compartimos completamente.

Incluso Pszczółkowski afirma: *“La disconformidad reconocida entre las Formaciones Guasasa y Pons y la Formación Ancón no ha sido observada en el campo. De hecho, es menos de 2° y solo puede demostrarse por medio de una comparación entre las secciones de unidades tectónicas sucesivas”* (Pszczółkowski, en Pszczółkowski et al., 1975 y Pszczółkowski, 1987). Otra sección, donde la posible existencia del hiato Pons-Peñas bajo Ancón, se podría examinar, es la localidad de La Pimienta (en la Sierra del Infierno (Pszczółkowski, 2013, com, escrita). En esa localidad, la sección de calizas biomicríticas verdes y grises, que yace sobre el Miembro Infierno y bajo las indudables calizas típicas coloreadas, pardas, beige y rojas de la Formación Ancón, contienen *¿Rugoglobigerina sp.*, *¿Globotruncana stuarti*, *Globotruncana spp*; determinadas por De La Torre (¿) como de edad Campaniano-Maastrichtiano, que Pszczółkowski infiere que podrían pertenecer a ¡La Formación Peñas! ⁽⁴⁾.

³ ..Existe el contacto brusco entre... las capas de la Fm. Pons (casi verticales) y las calizas de la Fm. Ancón con el buzamiento mas suave (~20 grados, al noroeste). Se trata de una discordancia tectónica (el contacto discrepante, formado durante los sobrecoorrimientos)..... (Pszczółkowski, comunicación escrita, 2013).

⁴ El hiato puede variar en la unidad tectónica Infierno, de un corte al otro. En el lugar llamado La Pimienta he tomado una muestra (CP-203)...de una caliza (biomicrita) verde-gris claro con el resultado siguiente: *¿Rugoglobigerina sp.*, *¿Globotruncana stuarti*, *Globotruncana spp*. (identificación por el Dr de la Torre...?). La edad: Campaniano-Maastrichtiano probable. Esta caliza (algunos pocos metros de potencia) sobreyace a las calizas oscuras de la Fm. Pons ("Infierno") y subyace a las calizas típicas de la Fm. Ancón (de color carmelita o beige y, más arriba, de color rojo). Esta caliza verde-gris clara (Peñas?) no aparece en otros cortes de la unidad tectónica Infierno que he estudiado.....(Pszczółkowski, comunicación escrita; 2013).

Esta es una confiable referencia más, a la existencia de los contactos paulatinos y graduales entre la Formación Pons-Peñas, que muestran en el campo una continuidad sin interrupciones con la Formación Ancón en el valle de Pons y en la Unidad Tectónica Infierno limítrofe.

Si bien la observación citada anteriormente en la localidad de Sierra del Infierno, no es interpretada del mismo modo por su autor, quien considera la posibilidad de la redeposición de microfauna cretácica en las calizas verdosas, que podrían referirse a la Formación Ancón y no a la Formación Peñas; sin embargo admite que microfauna del Paleoceno no fue encontrada en estas rocas. Solo cretácica. Luego, no hay pruebas de redeposición o mezcla de microfauna.

Aunque Pszczółkowski (com. citada) es favorable a la existencia del hiato; nuestra opinión es que contactos graduales de este tipo en esta región seguramente deben encontrarse en mayor número, en tanto la densidad de las observaciones sea la apropiada, así como una mejor disposición para aceptarlos por parte de los investigadores. Mientras tanto, la presencia de un hiato, discordancia o algún tipo de contacto erosivo entre la Formación Pons y la Formación Ancón (Arrufat Días y Barrios Cardentey, 1980; Furrázola-Bermúdez *et al.*, 1978), al menos en el Valle de Pons, no se ha demostrado en las relaciones de campo y, al parecer tampoco en la Sierra del Infierno.

De modo que; si podemos admitir que no se ha observado ninguna interrupción estratigráfica física en la completa sucesión Pons-Peñas-Ancón; la parte inferior de la Formación Ancón y/o la parte superior de la Formación Peñas (o Pons, si así se prefiere) puede representar el completo intervalo de tiempo entre el Campaniano-Maastrichtiano y el Paleoceno sin que exista prueba alguna de campo, hasta el momento, que demuestre lo contrario.

Como hemos indicado arriba, es posible que el muestreo se limitara a una parte de la sección y también que las secciones de contacto no fueran detalladamente muestreadas. Es posible que la sucesión de microfauna se encuentre interrumpida. La probable pérdida de la secuencia de microfauna, en este caso conspira contra la evidencia material de la secuencia de sedimentos. Existen varias posibilidades para encontrar evidencias paleontológicas definitivas y se requiere un estudio más minucioso, que solo un muestreo selectivo por aquellos intervalos, donde su microfacies, parezca más prometedora.

Se conocen casos de paraconformidades, caracterizadas por periodos más o menos dilatados sin sedimentación, causados por diferentes factores sin relación alguna con fenómenos tectónicos. Tales son la resuspensión de sedimentos por corrientes de contorno y el lavado de sedimentos blandos por otros tipos de corrientes de fondo (Corrales, *et al.*, 1977). Igualmente existen periodos a veces bastante dilatados, durante los cuales por un conjunto complejo de causas, una cuenca se encuentra en estado “hambriento” (starved basin) y mientras en unos sitios se depositan milímetros en otros se depositan metros de sedimentos. Estos fenómenos no son discordancias.

Luego; si no se ha realizado un estudio exhaustivo de la totalidad del intervalo de rocas implicado en este problema que, en efecto, no se ha hecho; no se encuentra probado un hiato en esa sección estratigráfica. Si esta posibilidad se confirma y el intervalo “Peñas” puede tener edad Maastrichtiano y la base de Ancón en la Unidad Valle de Pons puede tener igual edad, entonces solo la parte Inferior de la Formación Pons tiene una edad probada Valanginiano Superior a Hauteriviano Inferior, que no se extiende a toda la unidad, por la falta

de un muestreo completo. Esta conclusión sobre la edad de Pons, no tiene que ser definitiva, pero es un hecho que se desprende de los datos existentes que se han publicado.

Esta conclusión no tiene que ser definitivamente cierta, pero es una hipótesis de trabajo bastante buena, como cualquier otra. Por otra parte, considerar dos formaciones separadas (Pons y Peñas) o validar una sola Formación Pons, es una cuestión que queda sujeta a criterios de cartografía y escala, más que a la falta de algunos horizontes que no tienen que significar algún evento transgresivo u orogénico importante y quizá a ninguno. Porque, en esta disyuntiva no debe apartarse un aspecto de suma importancia: La Formación Pons, es una unidad litoestratigráfica; cuya principal propiedad es su distinción en el campo, su representatividad cartográfica a escalas medias, sus características líticas distintivas como condición esencial de su reconocimiento mediante el examen visual y determinación de sus límites. Sus propiedades microscópicas así como el contenido biológico son indicadores de las condiciones faciales ambientales y el intervalo temporal aproximado de su deposición; pero no determinan ni su validez ni tampoco su esencia práctica para la delineación de estructuras ⁽⁵⁾ y su representación cartográfica.

Asociación del Miembro Infierno a la Formación Pons.

Pszczółkowski (comunicación escrita, 2013) supone, como una posibilidad futura, el reestablecimiento del Miembro Infierno **como parte de la Formación Pons**. Infierno fue invalidado por la Comisión del Léxico Estratigráfico de Cuba, a finales de la década de los 80. Los autores coinciden con esta consideración y creen, sobre la base de sus investigaciones personales y cartografía geológica en la parte central de la Sierra de Los Órganos, que la invalidación del Miembro Infierno, no se fundamenta adecuadamente en los hechos observables de la sección estratigráfica en esta región y debe ser reestablecido en la nomenclatura estratigráfica regional.

Las razones que apoyan esta opinión son las siguientes:

- La definición del límite inferior del Miembro Infierno sobre el Miembro Tumbitas; establecido mediante una zona intermedia donde las capas de silicitas negras aparecen frecuentemente y las capas de calizas se hacen más delgadas y oscuras; es esencialmente un criterio correcto y practico que puede aplicarse en las localidades de Infierno y reconocerse en los afloramientos.
- Por encima de su contacto inferior, El Miembro Infierno muestra una secuencia litológica suficientemente diferente del Miembro Tumbitas, que permite diferenciarlos en el campo mediante las observaciones pertinentes y, por tanto, pueden ser separados de forma eficiente durante la cartografía geológica a escalas medias. Si esta posibilidad beneficia a la cartografía debe ser respetada.
- Si bien las diferencias cronológicas entre el Miembro Tumbitas (Berriasiano tardío a Valanginiano temprano) e Infierno (¿Valanginiano tardío [¿] a Turoniano Inferior),

⁵ Comisión Norteamericana de Nomenclatura Estratigráfica. 2010. Artículo 13.- Edad. Para la mayoría de las unidades materiales geológicas formales,..... las inferencias sobre la edad geológica no juegan un papel básico en su definición. Sin embargo, tanto la edad como las bases para su asignación constituyen características importantes de la unidad, y en lo que sea posible, deben considerarse. (d) **Autonomía con respecto a la historia geológica inferida.**- La historia geológica, el ambiente de depósito inferido y la secuencia biológica no tienen cabida en la definición de una unidad litoestratigráfica, la cual debe estar basada en la composición y en otras características líticas.

dadas por la datación de la fauna aprovechable, no pueden desempeñar papel crítico en la definición de una unidad litoestratigráfica, el Miembro Infierno es definitivamente más joven que su yacente y lo cubre en todas partes donde esta relación se observa.

- El Miembro Infierno correlaciona con la sección baja y media de la Formación Pons y ambas litologías son equivalentes en facies con estrecha similitud litológica. Como indica Pszczółkowski (1987) se puede afirmar que el Miembro Infierno corresponde con la parte inferior de la Formación Pons. Y sin ser necesario probar una conexión material y espacialmente muy estrecha en una cuenca común; es evidente que ambas secuencias resultaron separadas durante el desarrollo de la tectónica tangencial, en dos unidades ahora contiguas: Nappe Sierra del Infierno y Unidad Valle de Pons (Piotrowska, 1987).

De manera que, el Miembro Infierno puede ser un Miembro de la Formación Pons. La litología y la microfacies son prácticamente equivalentes. Los límites temporales correlacionan adecuadamente. Esta es, por lo visto, la opinión de Pszczółkowski (comunicación escrita, 2013). La base de la Formación Pons, anteriormente no aclarada por completo, será ahora conocida; además de por los datos no tan precisos del Pozo Pinar 1, por los afloramientos del corte de la Sierra del Infierno.

No obstante, al aceptar el Miembro Infierno como parte de la Formación Pons, surge que la secuencia estratigráfico-facial de las unidades; Valle de Pons y Sierra del Infierno, muestran diferencias expresivas de cierta distancia paleogeográfica, respecto a la posición inicial en la cuenca común. En efecto, el Miembro Infierno, de la Sierra del Infierno y Sierra de Celadas, pertenece a un nappe superior a la Unidad Valle de Pons, con un considerable desplazamiento relativo que pertenece a las unidades medianas, de la Sierra de Los Órganos.

En la Figura 15 se aprecian las diferencias entre la sección geológica observada en el nappe de la Sierra del Infierno y la unidad tectónicamente subyacente del Valle de Pons.

Valle de Pons: contiene un corte desarrollado de la Formación Peñas, cubierta por el Miembro de Las Calizas Micriticas & Margosas (Pszczółkowski, 1978) de la Formación Ancón. En esta unidad no se conoce el Miembro La Güira, de la misma Formación Ancón. La Formación Manacas se desarrolla completa en todas sus secuencias, con gran extensión y considerable potencia.

Sierra del Infierno: En la parte superior del Miembro Infierno no se ha reconocido claramente la Formación Peñas, aunque algunos estratos métricos parecen haberse observado; aspecto que debe ser resuelto en las futuras investigaciones y cuya posibilidad es aceptada en el presente trabajo. En la parte superior de la sección se ha observado la Brecha La Güira, que no es conocida en la Unidad Valle de Pons, mientras que en otros perfiles se ha observado el Miembro de Las Calizas Micriticas & Margosas (Pszczółkowski, 2013, c. e.). La Formación Manacas solo esta representada por un intervalo del flysch de escasa potencia.

Posible existencia de facies terrígenas en el interior de la Formación Pons.

Se han descrito rocas terrígenas en la Formación Pons ⁽⁶⁾, como “lutitas pardas a grises y areniscas blanco amarillentas a gris parduscas cuarzosas, algo arcillosas de grano medio a

fino” (Herrera, *op cit.*) y lutitas en más de un 50% de la unidad (Hatten, *op cit.*); intercalaciones no reconocidas por los autores del equipo polaco (Piotrowska, 1975; Pszczółkowski, 1978, 1987). Pszczółkowski (1978) basándose en los datos de Piotrowska (1975) indicó que la Formación Pons contiene la sección total de calizas y silicitas de la unidad Pons+Peñas y no presenta contenidos significativos de rocas terrígenas. La Formación Mina de Herrera es rechazada, por posterioridad y descripción insuficiente.

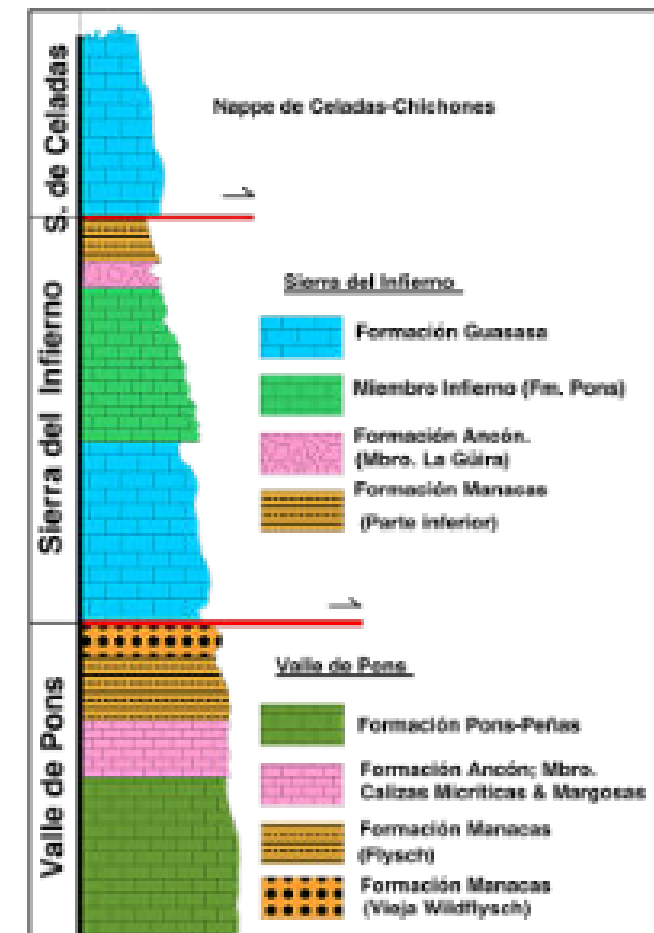


Figura.15.Diferencias entre el corte estratigráfico de la Formación Pons en el corte de la Sierra del Infierno respecto a la sección en el Valle de Pons.

Es cierto que en la sección del Río Piedras, en la localidad tipo de Pons, no se observan intercalaciones de rocas terrígenas. Sin embargo, en el sector de La Macagua, 2.5 km al Sur del poblado de Pons, y en el contrafuerte Norte de la Sierra de Cabezas se han observado algunos perfiles donde la Formación Pons parece contener secciones de espesor considerable de rocas similares a las mencionadas por Hatten y Herrera.

Estas secciones con contenidos importantes de rocas no calcáreas, fueron nombradas informalmente como “Chert de La Macagua”, compuestas por “chert en estratos de 5 a 10 centímetros, a veces hasta 20 centímetros; con colores que van desde un chocolate claro amarillento, raras veces rojizo, hasta gris oscuro azulado o casi negro” (Álvarez-Sánchez, 1981). Se trata de rocas incompetentes, muy fracturadas, plegadas tan estrechamente que, en condiciones de baja presión parecen haberse reducido a brechas autoclásticas con los

⁶ “ Las rocas terrígenas y pedernales son descritos por Herrera como sigue: “areniscas blanco amarillentas a gris carmelitosas, cuarzosas, algo arcillosas y con grano medio a fino. Las lutitas son de color carmelita a gris oscuro, finas y algo arenosas. El pedernal es de color negro a

rojizo, en capas medias, interestratificadas con capas finas de lutitas oscuras. Estas tres litologías aparecen íntimamente asociadas e interestratificadas, en afloramientos pobres, a intervalos entre calizas”

fragmentos embutidos en la matriz formada por las capas de lutitas o cementadas por carbonato secundario (Figuras 16, 17, 18).



Figura.16.Estratos de chert con intercalaciones de lutitas silíceas amarillentas arenosas hasta limolitas silíceas. Formación Pons. Localidad La Macagua, al SE de Pons y al Norte de la Sierra de Cabezas (Foto de Álvarez-Sánchez, 1979).

Una localidad donde esta cuestión puede ser examinada se encuentra en las coordenadas HA: 426: N 302.500 y E 200.800. Hoja Minas de Matahambre. 3483 IV (1:50,000); donde subordinadas a las silicitas también participan lutitas y limolitas silíceas laminadas como intercapas muy finas, que meteorizan a colores blanco, rojizo y amarillento. Los chert constan de una masa relíctico-organógena con gran cantidad de radiolarios (hasta 25%) en una matriz de cuarzo criptocrystalino y calcedonia. Raramente y en trechos extensos intervienen raras capas de calizas negras micríticas, muy similares a las típicas de la Formación Pons. La sección de pedernales estratificados, lutitas silíceas con raras capas de areniscas de capa muy fina, se desarrolla por varias decenas de metros, con un afloramiento muy deficiente. El plegamiento de estas rocas es muy apretado y disarmonico y su posible espesor debe estar, al menos, duplicado. Las capas se muestran rotas y discontinuas, cortadas por densas superficies de cizalla, a veces rellenas por ópalo segregado, que cementa budinas de tipo dominó.

Es difícil agregar estas rocas a una u otra unidad del corte regional. Rocas muy similares a estas también se encuentran en la Formación Manacas, como brechas de chert y en forma de paquetes individuales bien conservados con ocasionales capas de lutitas silíceas que corresponden, probablemente, a lo que Hatten (1957) denominó como “Canalete chert”.



Figura.17.Estratos de chert que son reducidos a brechas a causa de la fracturación intensa. Formación Pons. Localidad al Norte de la Sierra de Cabezas (Foto de Álvarez-Sánchez, 1979).



Figura.18.Brechas de estratos chert completamente fracturados a poca distancia de la localidad de la Figura 17. Los estratos se encuentran completamente obliterados y cementados por una matriz de las intercapas terrígenas. Localidad al Norte de la Sierra de Cabezas (Foto de Álvarez-Sánchez, 1979).

En el corte examinado de la Figura 19, la única evidencia de que la secuencia de rocas silíceas con intercalaciones terrígenas puede pertenecer a la Formación Pons, es la coronación de esta sección por un paquete concordante de calizas referibles a Pons que, también forma la base de la sección silícea y, las raras capas intercaladas de las calizas similares a las de Pons dentro del corte de las silicitas. En otras secciones observadas, los chert y otras silicitas de La Macagua, tienden a situarse hacia el tope de la Formación Pons, cerca del contacto con la suprayacente Formación Ancón. La presencia en la Formación Ancón de secciones estratificadas o lenticulares de chert intercaladas en las calizas de sus miembros más conocidos sugiere, una posición más cercana al contacto entre ambas Formaciones para las capas de La Macagua. También es aceptable interpretar que esta secuencia tenga mayor afinidad con la Formación Peñas y represente una facies más silícica de esa unidad que se caracteriza por abundantes intercalaciones de estratos de chert.

Ya sea que puedan relacionarse con una formación (Pons) u otra (Peñas), las observaciones de campo indican que los chert de La Macagua se acunian dentro de la sección de las calizas. Por consiguiente puede ser una capa coetánea del resto de una u otra formación. La considerable potencia que parece presentar esta secuencia, como en el caso del perfil de la Figura 19; podría deberse a la repetición del corte por fallas de empuje, algunas de las cuales parecen evidenciarse con dificultad, más bien por la deformación que por superficies específicas visibles.

Otras variantes para la interpretación de este tipo de secciones son:

- Posibles repeticiones del corte por fallas de empuje que separan dos escamas con su propio corte facial (Figura 20).
- El flanco de un pliegue de la Formación Manacas con vergencia al Sur.

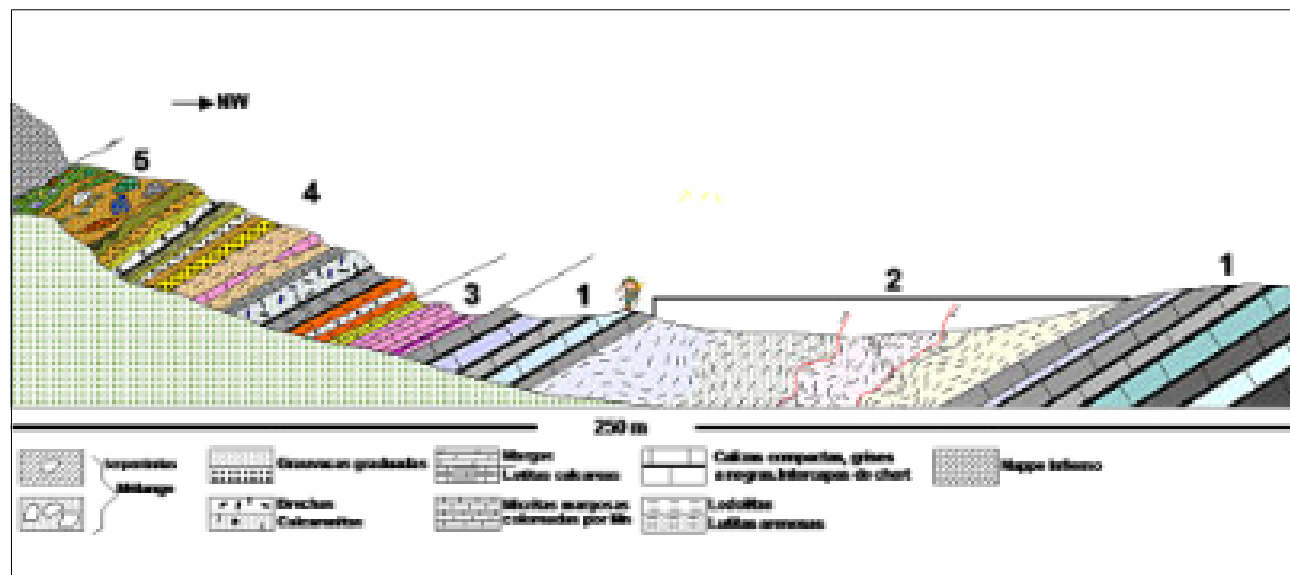


Figura.19.Sección por la vertiente Norte de la Sierra de Cabezas hacia el Valle de Pons (HA: 426). 1-Fm. Pons. 2-Sección de rocas silíceas. 3-Fm. Ancón (Mbros. de las Calizas Micríticas Margosas). 4-Fm. Manacas. 5-Mbro. Vieja Wildflysch de la Fm. Manacas.

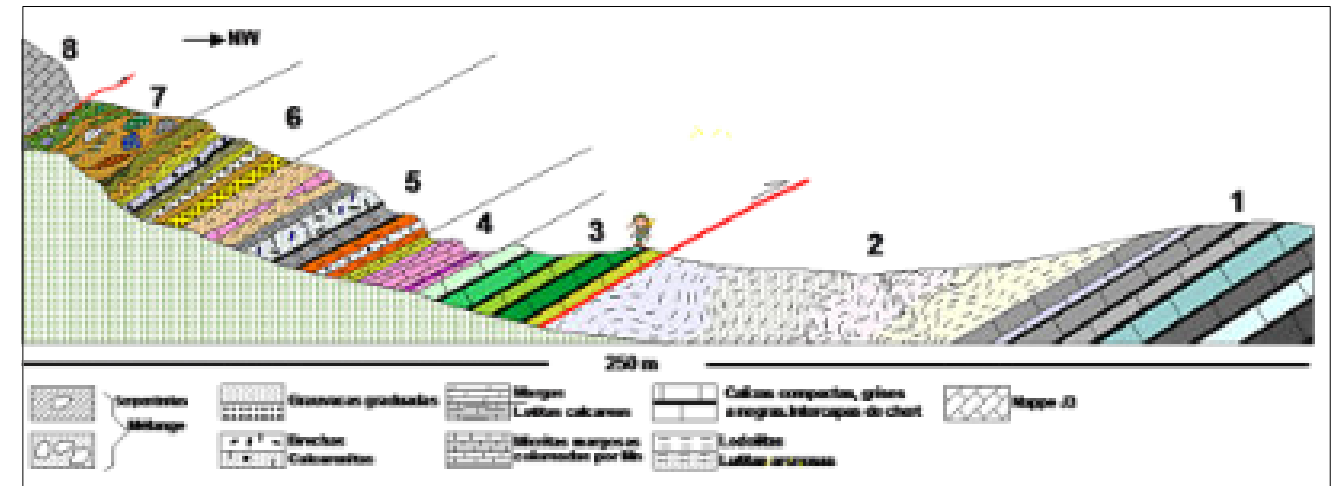


Figura.20.Interpretación alternativa de la sección de la Figura 19 (HA: 426). 1-Fm. Pons. 2-Sección de rocas silíceas. 3-Fm. Peñas. 4-Fm. Ancón (Mbros. De las Calizas Micríticas Margosas). 5-Secuencia de transición de la Fm. Ancón hacia la Fm. Manacas (Mbros. El Naranjo). 6-Flysch de la Fm. Manacas. 7-Mbro. Vieja Wildflysch de la Fm. Manacas. 8-Nappe de Sierra de Cabezas.

Independiente de la opinión que se sostenga, las rocas de esta sección silícica, con participantes siliciclásticos finos, se encuentran en el terreno y, a pesar de que solo esta situación se aprecia en observaciones superficiales en afloramientos deficientes, esta situación requiere una explicación ya parecen confirmar las observaciones, tanto de Hatten (1957) como de Herrera (1961).

Finalmente, para el reconocimiento de la situación estratigráfica de La Macagua se requiere tomar precauciones para no confundirlas con depósitos de chert muy semejantes, que son propios de la Formación Manacas, donde forman una sección definida; o con depósitos epiclásticos, producto de la degradación de secuencias calcáreas que los contienen o con cuñas de chert empotradas en serpentinitas, de ocurrencia en la región.

Distribución geográfica de la Formación Pons.

A partir de su afloramiento típico en el Valle de Pons, la Formación Pons se reconoce hacia el occidente de la Sierra de Los Órganos, incluso hasta la región de La Legua, en el extremo aflorado occidental del cinturón Órganos (Pszczółkowski, 1978; Piotrowska, 1987). También aflora en la ventana erosiva del Valle de San Carlos, al Oeste de Pica-Pica (Álvarez-Sánchez, 1972, 1981). En esta localidad secciones de la Formación Ancón, esquistas y fuertemente aplastadas, yacentes sobre capas en budinas de calizas de la Formación Pons-Peñas, yacen bajo la superficie tectónica del nappe, integrado por grandes espesores de la Formación Guasasa de la Sierra de San Carlos.

Hacia el oriente se han observado afloramientos de la Formación Pons, hasta la región de la Hacienda El Americano (Valle de San Andrés) limítrofe con el contacto regional con la unidad Sierra del Rosario (Pszczółkowski, com. escrita, 2013).

La Unidad es exclusiva del dominio de la Sierra de Los Órganos. De acuerdo a la información suministrada por el Pozo Pinar 1; la Formación Pons, yace estratigráficamente sobre la Formación Guasasa. Si el Miembro Infierno es aceptado como parte equivalente de la Formación Pons, la unidad estará visible sobre la Formación Guasasa, también en superficie. La extensión estructural de esta unidad, en su mayor parte yacente bajo el paquete de nappes calcáreas de la Sierra de Los Órganos, hacia las unidades externas del cinturón de mogotes no es conocida hasta el momento. Ninguno de los pozos profundos perforados más próximos

a la estructura del Valle de Pons (Dimas 1, San Ramón 1) atraviesa secciones comparables a la Formación Pons en las unidades tectónicas de San Cayetano del Norte.

Formación Peñas (Hatten Ch. W. 1957)

Antecedentes.

La unidad fue distinguida por Hatten en su informe inédito de 1957; un importante “report” inédito, conocido por la mayoría de los investigadores que han trabajado en la Sierra de Los Órganos. Hatten describe la Formación Peñas, integrada por calizas gris oscuro a negro, sublitográficas, con abundantes radiolarios e interestratificadas con pedernales negros. La Formación Peñas yace sobre la Formación Pons y descansa bajo la Formación Ancón, primera unidad del “Pinar Group” (Hatten, *op cit.*) formada además por las suprayacentes unidades: Formación Manacas, Chert de Canalete y Vieja Wildflysch. Herrera (1961) denominó como Formación Mina a una secuencia, en parte equivalente a la Formación Pons. La descripción de Herrera de su Formación Mina, incluye la definición de su techo, yacente bajo la Formación Ancón; por tanto, en la sección, incluye a la Formación Peñas, sin tampoco reconocer esta unidad denominada por Hatten. La Formación Peñas, fue considerada por Piotrowska (en Pszczółkowski *et al.* 1975 y Piotrowska, 1978) como indistinguible de la Formación Pons. Tampoco fue reconocida por Pszczółkowski (1987). Sin embargo, la unidad fue más tarde, descrita y distinguida de la Formación Pons, por Pszczółkowski (1999 a).

Sinonimia.

El Léxico Estratigráfico de Cuba (Franco Álvarez, *et al.*, 1992) refiere una unidad informal denominada “caliza Peñas”, referida a Hatten (1957). La Formación Peña (y no la “caliza Peña”) fue **nombrada** por Hatten, suficientemente diferenciada de su Formación Pons, tanto por su litología como por su contenido fosilífero y edad de modo que “caliza Peñas” no es, en la actualidad, un sinónimo aceptable de Formación Pons, como el documento citado indica. Este es un problema no resuelto de la estratigrafía regional, tal como justamente indica el Léxico en la página 320.

Composición litológica.

Las calizas de la Formación Peñas se caracterizan y distinguen de las típicas calizas de la Formación Pons, por su color gris oscuro, frecuentemente negro. El grano es extremadamente fino y en algunas capas se aprecian lentecillos untuosos algo argiláceos que emiten un olor oleáceo al ser rallados o golpeados. Este rasgo no señalado en anteriores descripciones puede observarse en los afloramientos en el Río Matahambre, al Norte de Pons. La estratificación es buena en general, pero en algunas secciones presentan algunas capas gruesas con nódulos de chert negro. Mas, las calizas de Peñas se distinguen suficientemente de las secciones de capa más gruesa de la Formación Pons, sobre todo hacia su parte superior.

Los chert normalmente se presentan en capas extensas y regulares que monótonamente separan los lechos de calizas. Los estratos de calizas más características son finos, entre 25 a 10 centímetros y esta estratificación aún se hace más llamativa en tanto aumenta la proximidad al contacto con las calizas coloreadas de la Formación Ancón. Al microscopio se revelan como micritas y biomicritas con abundantes restos de radiolarios con sus estructuras calcificadas que se concentran hacia los estratos de chert. Estos, a su vez, son ricos en

radiolarios cuyos restos se sustituyen frecuentemente por calcedonia. Cerca del contacto con calizas de la Formación Ancón, las calizas de Peñas, adoptan un infrecuente tono gris verdoso que se observa en secciones de solo centímetros a decímetros. Contienen además, capas de calcilutitas de color blanco en capas de 10 a 20 cm, que aunque escasas se hacen notar por su intenso color blanco contra las micritas oscuras. Una observación cuidadosa en las calizas de Peñas ha revelado interesantes texturas sedimentarias visibles en algunas secciones, que no han sido reportadas en la subyacente Formación Pons. Estas consisten en una fina laminación paralela horizontal muy visible en las capas de color negro, llamativa a causa de que las finas láminas milimétricas están separadas por unas capillas aún más finas compuestas de esparita de color blanco.

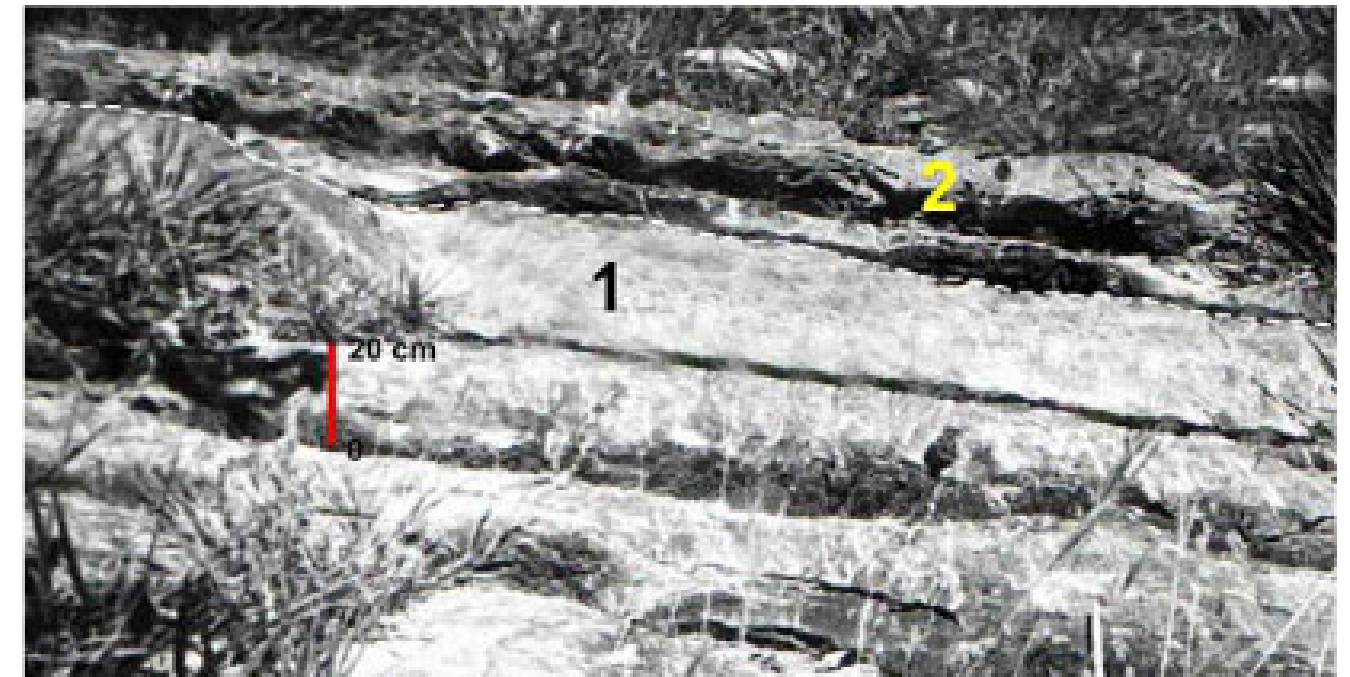


Figura.21. Contacto visible entre la Formación Pons y la Formación Peñas: 1-Capas de color gris claro, moteadas, de espesor medio de la Formación Pons. 2-Capas finas gris muy oscuro y negro, laminadas de la Formación Peñas. Río Piedras, al SW del poblado de Pons. (Foto de Álvarez-Sánchez, 1979).

Vistas al microscopio, en algunas capas se destaca incluso una graduación de grano rítmica, notable para sedimentos calcáreos micríticos formados a una considerable profundidad. Esta graduación tan fina de grano ocurre probablemente por la resuspensión de fango micrítico por corrientes lentas de fondo (¿contornitos?), a manera de una nube turbia de carbonato, dando lugar a estas infrecuentes texturas microscópicas graduadas.

Una evidencia favorable a esta interpretación se aprecia en el afloramiento de la parte superior de la Formación Peñas, cerca del contacto con la Formación Ancón, con unas curiosas estructuras de inyección, de rasgos más propios de otras condiciones de sedimentación y composición. La estructura se compone de una capa de calcilutita blanquecina que inyecta las micritas laminadas micrograduadas que la cubren. Los rasgos de la estructura manifiestan que la ruptura y la pequeña y bien delimitada chimenea de inyección, se produjo en un estado no completado de la litificación de la capa lutítica, tal como se advierte en los detalles de la pequeña brecha que rellena el conducto que, a su vez esta cementado por una matriz del mismo material pero sin estructura (Figura 22).

La sección de la capa de lutita bajo el conducto, así como en los primeros centímetros con una fina flexión positiva de las láminas de la lutita (ver detalle de la Figura 23) también muestra claramente los rasgos de carga que provocaron el proceso. De este modo se puede interpretar que la deposición del material micrítico en modo turbidítico, pudo desestabilizar la masa de la lutita que eyectó en estado semiconsolidado.

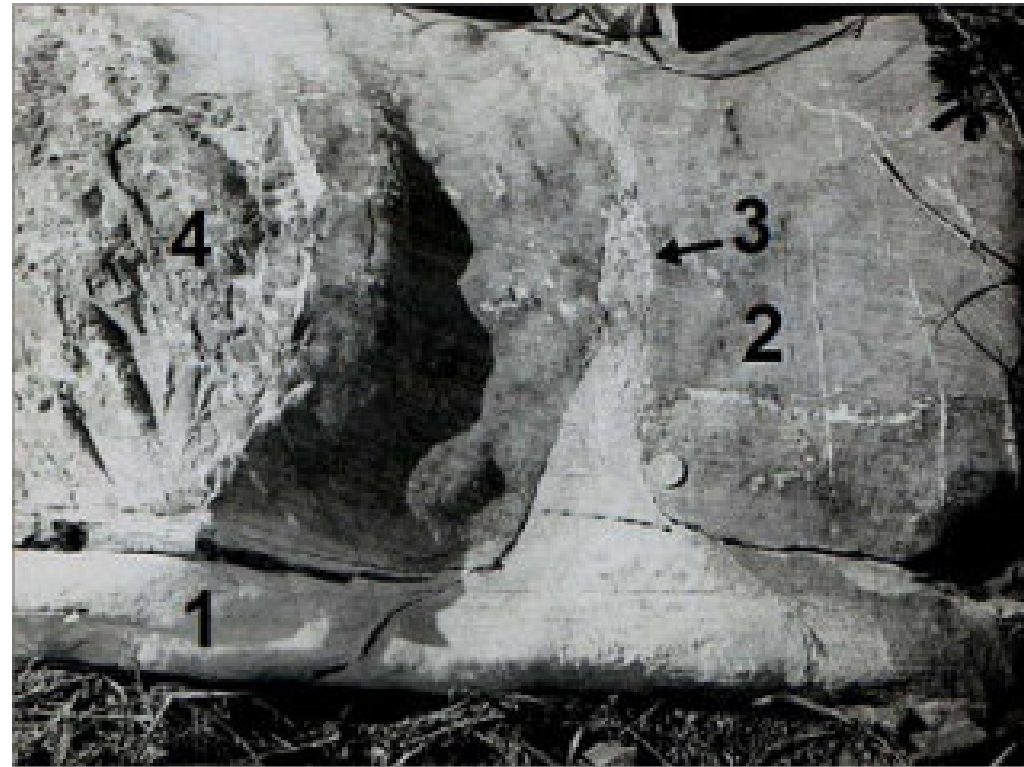


Figura 22. Dique de calcilita semiconsolidada, que atraviesa las capas de micritas laminadas y microscópicamente graduadas en posición normal: 1-Estrato de calcilita con laminación paralela. 2-Micrita con estratificación graduada extremadamente fina. 3-Chimenea de inyección del material de la capa 1. 4-Brecha autoclastica con cemento de calcilita. Las capas se encuentran en posición normal. Arroyo Las Piedras, al Sur de Pons, en la Localidad Tipo de la Formación Peñas. (Foto de Álvarez-Sánchez, 1979).

Del mismo modo, a favor de una deposición rápida del material calcáreo sobre la capa de lutita puede interpretarse la masa de brecha de la caliza cementada por una red finamente entrelazada de la calcilita. Otras alternativas de interpretación pueden basarse en un mecanismo de deslizamiento provocado por sismo o inclinaciones de ladera provocadas por fallas sinsedimentarias, asentamientos y otros similares eventos de fondo.

La importancia de este tipo de estructuras sedimentarias, no observadas en la Formación Pons infrayacente, consiste en que destacan cambios en los mecanismos de sedimentación y en la estabilidad del fondo, durante la acumulación de las calizas de la Formación Peñas; cuyos indicios aumentan hacia la proximidad del contacto con la Formación Ancón.

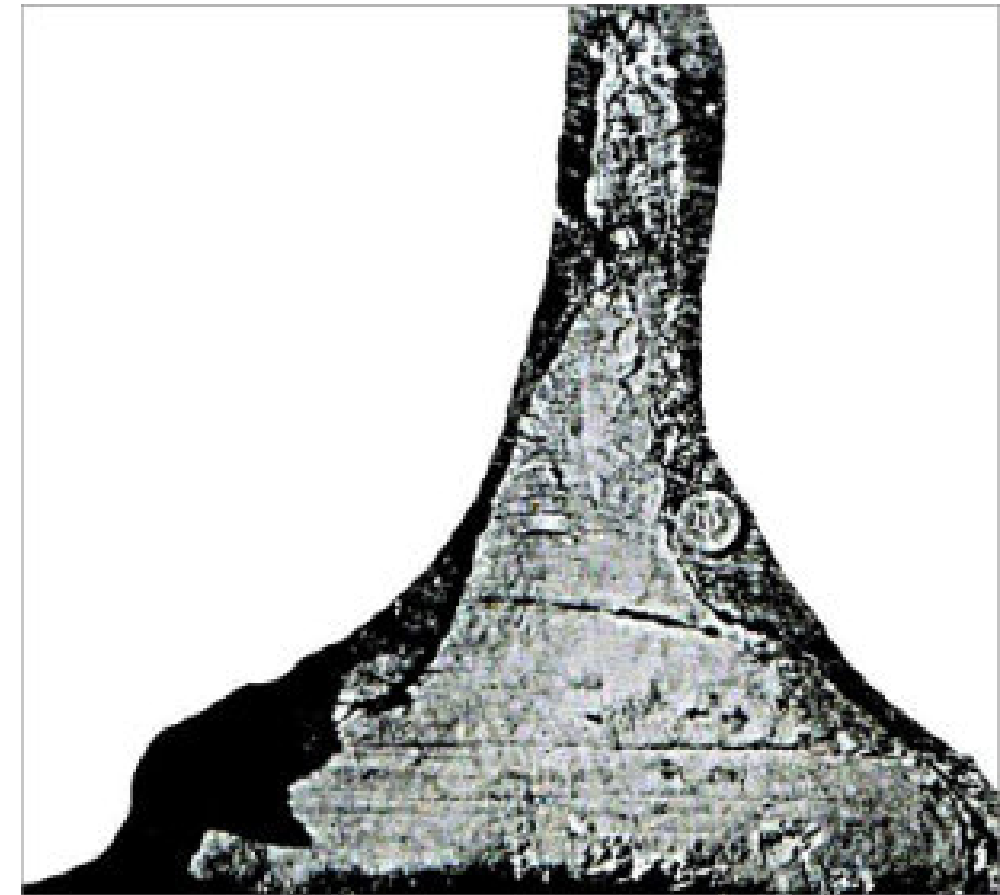


Figura.23.Detalle de la Figura 22. Advértase la incurvación de las láminas y la microbrecha de la calcilita que rellena el conducto.

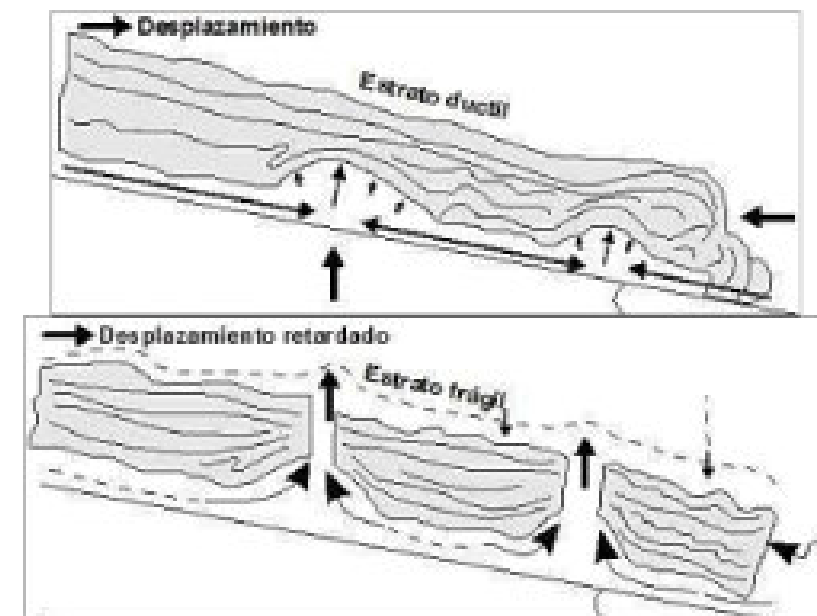


Figura.24.Modalidades de estructuras inyectivas por carga provocadas por el deslizamiento. (Modificado de Schillizzi, *et al.* 2010).

Sección Tipo y potencia de la Formación Peñas.

Al igual que en el caso de la Formación Pons, Hatten no especificó coordenadas de la sección tipo de la Formación Peñas. El Léxico Estratigráfico de Cuba señala dicha sección: “en el Río Peñas Blancas, bajo el puente de la carretera Matahambre-Cabezas, a unos 1500 m al SW del poblado de Pons, provincia de Pinar del Río. Hoja topográfica: Minas de Matahambre, 3483 IV” (Franco Álvarez, et al. 1992). Pero la localidad señalada no pertenece al Río Peñas Blancas, sino al Arroyo Las Piedras o Piedras, afluente derecho del primero, como es conocido por los pobladores del lugar.

Las coordenadas aproximadas de la localidad (Figura 25) son las siguientes: 304.35 Norte (inicial) y 201.50 Este (final). Hoja Matahambre 3483 IV, 1:50,000. ICGC. En esta sección, que comienza en los afloramientos bajo el pequeño puente, las calizas de capas medias, gris claro con capas y nódulos de chert de la Formación Pons, muestran un contacto suficientemente claro, con unas calizas de capas medias finamente laminadas de color gris muy oscuro y negro, con capas regulares de chert, cuyos estratos se afinan rápidamente hacia arriba en el corte, estableciéndose claramente la afirmación de la sección característica de la Formación Peñas.

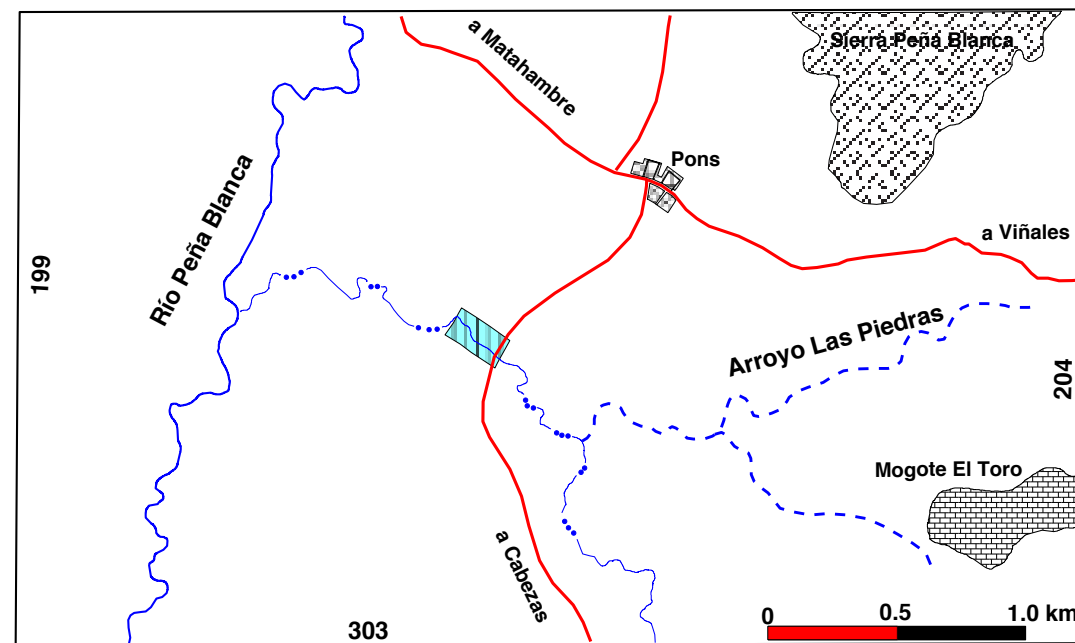


Figura.25. Sección tipo de la Formación Peñas en el arroyo Las Piedras al Sur de Pons (según Álvarez-Sánchez; 1981).

Una particularidad distintiva pero visible de las calizas de Peñas, respecto a las capas de Pons, es el desarrollo de crestas muy finas en la parte superior de las capas como respuesta al intemperismo de su delicada laminación y la abundante presencia de finas vetillas y entramados de vetillas de calcita blanca.

En la sección tipo en el Arroyo Las Piedras, la Formación Peñas alcanza una potencia entre 70-80 metros. En la vertiente Norte de la Sierra de Cabezas, capas comparables a la unidad, alcanzan unos 20 m. En el Río Matahambre, al NW de Pons, afloran también unos 20 m de Peñas. Pero en ninguno de estos dos últimos casos es visible el contacto con la Formación Pons.

Pszczółkowski (comunicación personal, 2013) se refiere a unos afloramientos en la zona de La Pimienta, en la Sierra del Infierno, posiblemente referidos a capas comparables con la Formación Peñas, de un espesor de algunos metros, descansando sobre el Miembro Infierno y bajo las calizas coloreadas de la Formación Ancón.

La Formación no se ha reconocido en otras unidades de la Sierra de Los Órganos. Al parecer es exclusiva de las unidades tectónicas donde ocurre la Formación Pons. No se cuenta con evidencias de una extensión mayor en el dominio de la cordillera.

Trabajos futuros deben resolver las tareas pendientes para una completa definición de esta unidad. Los estratotipos de límite inferior y superior y un detallado estudio del intervalo bioestratigráfico de su deposición.

Edad de la Formación Peñas.

Estas calizas según Hatten (1957), contienen una microfauna pelágica integrada por: *Globigerina cf. cretacea*. *Rugoglobigerina sp.* *Rugotruncana calcarata*. *Globotruncana lapparenti*.

Hatten comentó, en su descripción original, que, *Globotruncana lapparenti*, es realmente un grupo de subespecies entre las cuales *G. arca* y *G. linneiana* corresponden al Turoniano hasta el Senoniano; mientras que *Rugotruncana calcarata* (= *Globotruncanita calcarata*) se considera restringida al Maastrichtiano.

De la Torre (en Pszczółkowski, 1978) asigna a las calizas de la Formación Peñas a un intervalo entre el Hauteriviano hasta el Daniano. También, De La Torre (en Pszczółkowski; 1999a) sobre la base del estudio de secciones delgadas de foraminíferos planctónicos indica una edad Campaniano-Maastrichtiano.

Pszczółkowski (1999 a) en referencia a la edad de la Formación Peñas, comenta datos provenientes de Iturralde-Vinent (Bralower e Iturralde-Vinent, 1997). Ese último autor supone un hiato que abarca por completo el Coniaciano, Santoniano y Campaniano en la Sierra de Los Órganos; un período temporal de 18 millones de años. Los autores del presente artículo consideran que no existe evidencia sustancial de esta pérdida en la secuencia estratigráfica expuesta en el Valle de Pons.

Las investigaciones y muestreos relativamente detallados que se han dedicado a la Formación Pons, lamentablemente, no se han aplicado a la Formación Peñas. Por esta razón una edad, hasta el Cretácico superiorísimo, no se puede descartar ni tampoco existe base suficiente que sustente la falta de los intervalos temporales mencionados.

Relaciones estratigráficas de la Formación Peñas.

La Formación Peñas descansa sobre la Formación Pons en la localidad del Arroyo Las Piedras y probablemente en la Sierra del Infierno, pero sobre el Miembro Infierno que es argumentado aceptar en este trabajo como un Miembro de La Formación Pons.

Está cubierta por la Formación Ancón en el Valle de Pons (localidades del Arroyo Las Piedras; Norte de la Sierra de Cabezas y Río Matahambre). El contacto es normal, con discrepancias a veces observadas a causa de las diferencias de competencia entre las calizas rígidas de Peñas y las calizas margosas de finas lajas del Miembro de Calizas Micríticas & Margosas de la Formación Ancón (Pszczółkowski, 1987). En el Río Matahambre, la Formación Peñas,

descansa también bajo la Formación Ancón, pero en este caso bajo el Miembro El Naranjo, descrito formalmente en otra obra.

Sedimentación de las Formaciones Pons y Peñas.

Durante la sedimentación de la Formación Pons, formada a partir de lodos de carbonato, persistieron condiciones tectónicas estables con una lenta subsidencia, en el dominio paleogeográfico de la Sierra de Los Órganos. La microfauna contenida en la Formación Pons, rica en tintínidos, nanoconidos y radiolarios, indica un ambiente pelágico, en general probablemente profundo y la litología muestra condiciones moderadamente restrictivas hasta periódicamente anóxicas. Aunque raras de observar, en la parte inferior de la sección, en estas calizas se observan algunas estructuras que pueden indicar la acción de organismos bentónicos de cuyos restos no se conservaron huellas más claras de su actividad. No obstante, los restos de la fauna bentónica faltan.

La estabilidad de las condiciones prevalece, establecidas desde el Cretácico inferior temprano, como es posible advertir por la continuidad de la sedimentación pelágica desde las unidades inferiores a la Formación Pons (miembros superiores de la Formación Guasasa) y el Miembro Infierno, referido aquí a la Formación Pons, este último con muy escasas diferencias con la litología fundamental de Pons.

Los depósitos de la Formación Pons, por lo visto, estuvieron alejados de los focos volcánicos o separados de ellos por alguna barrera, ya que, hasta el momento, no se conocen evidencias litológicas de aportes volcánicos en esta formación.

La sedimentación de las calizas de la Formación Pons se mantiene estable sin interrupciones significativas hasta la parte media y alta de la unidad, mientras que las condiciones pelágicas se vieron acentuadas por la profundización de la cuenca, probablemente por debajo del nivel de la lisoclina del aragonito, sin alcanzar la CCD. Los estratos se hacen más finos y oscuros hasta adoptar tonalidades de gris oscuro y hasta un negro intenso y aumentan las capas de radiolaritas que separan los lechos de calizas con cierta ritmicidad. Las capas negras, ocasionalmente se presentan enriquecidas por un elevado contenido de materia sapropélica y arcilla, que las sitúan en un intermedio entre calizas y calcipelitas bituminosas. Este tipo de corte, que se diferencia suficientemente de las calizas de capas más gruesas, indistintamente con chert nodular o en capas esporádicas (Formación Pons), es la sección nombrada por Hatten (1957) como la Formación Peñas.

Las capas de esta sección terminal (Formación Peñas), además de los rasgos indicados, muestran una laminación paralela y en algunas secciones se han reconocido laminaciones que representan, en casos observados, una micrograduación de material pelmicrítico acompañadas por inyecciones de material calcilutítico. Estas estructuras y finas texturas de las rocas representan la evidencia de cambios en el régimen de corrientes hacia uno de mayor energía con mayor agitación y unas probables modificaciones morfológicas de la estructura del fondo. Estas estructuras en capas de finos carbonatos se han explicado aquí como resultado de la resuspensión turbulenta y traslado de lodo micrítico por corrientes densas de fondo.

Traslados de material fino con estructuras características se han explicado en la literatura como resultado de la acción de corrientes de tormenta y tsunamis, pero en la mayoría de los casos conocidos en el registro geológico, se trata de material arenoso (Allen, 1982) en condiciones de aguas someras. En realidad estas estructuras observadas en la Formación Peñas no parecen tener los rasgos típicos de las generadas por estos eventos climáticos (ver

Kreisa y Bambach, 1982; Jennette y Pryor, 1993). Los cambios indicados, que pueden notarse con claras improntas en la litología, parecen más bien mostrar modificaciones del régimen de estabilidad tectónica que prevalecieron durante la mayor parte de la sedimentación de la Formación Pons.

La profundidad del medio, caracterizado como de profundidades batiales, según Pszczółkowski (1987) para la Formación Peñas, por sus características litológicas y microfaciales es aceptable, pero no es una interpretación indiscutible y es muy difícil de determinar con precisión. Tanto la lisoclina del aragonito como el límite CDD, han experimentado cambios notables durante la historia geológica (Bermudo, 1998); si bien existen sugerencias sobre las profundidades en el Cretácico para estos límites (p.e. Hesse y Butt, 1976) cuyo estudio fue dedicado a los flysch de los Alpes orientales, de edad Campaniano-Maastrichtiano temprano.

Rugoglobigerina sp., encontrada en la Fm. Peñas, y *Globotruncanella havanensis* (Voorwijk) de la Formación Pons, pueden indicar condiciones de profundidad variables, bajo la influencia de los cambios climáticos acaecidos al final del Cretácico, ya que las condiciones del clima y las temperaturas del ambiente influyeron de manera considerable en la profundidad, cuando se registraron etapas marcadas por calentamiento y enfriamiento sucesivos del clima mundial. Los glotruncánidos de quilla se registran en ambientes superficiales durante el calentamiento del Campaniano tardío. Al final del Campaniano, el clima fue seguido de una etapa de enfriamiento que se mantuvo hasta poco antes del límite K-T, cuando se produjo un pico de enfriamiento durante el Maastrichtiano; pero seguido de un calentamiento general “entre 450,000 a 200,000 años antes del límite K-T” (Abramovich et al., 2003). *Rugoglobigerina sp.*, en la Formación Peñas, probablemente indica una profundidad bajo la superficie de la capa de mezcla y *Globotruncanella havanensis* (Voorwijk), de la Formación Pons, indica un habitat profundo, pero no necesariamente batial.

El corte de la Formación Peñas se encuentra coronado por las calizas coloreadas de la Formación Ancón en el Río Las Piedras y en secciones de la Sierra del Infierno (Pszczółkowski, 1987), integrado por calizas margosas, calcilutitas, chert y capas de óxidos de Manganese. En el Río Matahambre yace bajo una secuencia descrita por como el Miembro El Naranjo de la Formación Ancón (Álvarez-Sánchez, 1981), compuesto por una mezcla de lutitas negras con concreciones metálicas de óxidos, sulfuros y septarias; areniscas polimícticas, brechas bituminosas, con bancos de calizas micríticas contaminadas de metales (Mn y Fe), típicas del Miembro Micrítico Margoso de la Formación Ancón; una unidad en conjunto que parece haberse depositado en un medio relativamente profundo y anóxico.

En otras secciones la Formación Peñas fue borrada del tope de la Formación Pons o el Miembro Infierno y sustituida por la brecha del Miembro La Güira y, finalmente en otras secciones más lejanas respecto al Valle de Pons, el Miembro La Güira (de la Formación Ancón), formado por una brecha de clastos de calizas en su mayoría provenientes de las secuencias Jurásico-Cretácico y cementada por un material calcáreo arcilloso rojo; yace directamente sobre la Formación Guasasa, incluso sobre el Miembro San Vicente de calizas gruesas a masivas (Tithoniano temprano a Kimmeridgiano).

Estos materiales pudieron ser desmantelados por erosión mareal a partir de bloques levantados entre fracturas, en intervalos de descensos del nivel del mar y arrastrados por corrientes de detritos a otros puntos de la cuenca. También cabe la formación de estas brechas a partir del colapso de los bordes de los escarpes levantados y su deposición

gravitacional al pie del talud. En estos casos, la erosión pudo operarse en un régimen intermedio entre submarino y parcialmente emergido.

Al considerar el espesor de los distintos elementos perdidos en las secuencias mencionadas arriba, durante la erosión de la parte baja del Paleoceno, podemos establecer la destrucción de entre 350 a 400 metros de sedimentos acumulados y ya litificados en las distintas unidades tectónicas donde esta substracción se observa. Es verdaderamente dudoso que esta considerable e importante reducción de secuencias completas de la columna estratigráfica se haya originado, por solo eventos de erosión submarina, cuyo único mecanismo eficiente son las corrientes de fondo, si se excluyen los casos de destrucción de secciones pétreas y estructuras diversas por “deglución” en una trinchera o las deposiciones erosivas catastróficas por una megaturbidita.

En la superficie de la Formación Guasasa, no se han descrito hasta el presente con seguridad, hardground ni dikes neptúnicos, paleocarso u otros indicios. Solo Pszczółkowski (1987) comenta sobre irregularidades no específicas sobre la superficie de Guasasa y Pons, bajo las brechas de La Güira. Sin embargo, en la localidad de Pina Sola, al Oeste del poblado de La Palma se describen afloramientos de la Brecha La Güira descansando directamente sobre las calizas masivas del Miembro San Vicente de la Formación Guasasa, donde el material brechoso rellena grietas de una docena de centímetros de largo (Pszczółkowski, 1987). Estos rellenos de grietas sobre una superficie irregular, pueden ser dikes neptúnicos incipientes.

Cabe destacar, de paso, que dicha brecha es posible admitir que descansa sobre la Formación Pons, solo si el Miembro Infierno es aceptado como parte de Pons. Sobre la Formación Pons, en la unidad Valle de Pons, nunca se observa la Brecha La Güira. La interpretación de que la Brecha La Güira, cubierta por arcilla calcárea roja o equivalentes de esa brecha, en el miembro de calizas margosas de Ancón en ciertas localidades; puede significar que estos detritos fueron acumulados a profundidades propias de un medio pelágico (Pszczółkowski, 1987). Pero el término “pelágico” no obligatoriamente significa “batial”, sino alejamiento de la costa y este caso no es un término acotado. Incluso, la fracturación tectónica del fondo de la cuenca y el desplazamiento de fallas por centenares de metros; en nuestra opinión correctamente señalados por el autor citado (Figuras 31, 32; Pszczółkowski, 1987) indican sustanciales modificaciones del fondo de la cuenca y las facies diferentes de la Formación Ancón, que contienen secuencias calcáreas margosas, calcareníticas, brechas, e incluso secciones acumuladas en medios anóxicos, probablemente en sectores estrechos y alargados entre fallas; están mostrando una diferenciación vertical destacada de la profundidad del medio.

Como quiera que la gran saturación de óxidos y carbonatos de manganeso y hierro en la Formación Ancón, sobre todo en su miembro de margocalizas, que ha llegado a formar estratos explotables; no se debe a actividad hidrotermal local, ya que en el substrato no existen canales con alteraciones epitermales ni fallas mineralizadas; tenemos que concluir que estos componentes minerales son sedimentarios y se han trasladado a la cuenca por redeposito de material preexistente (probablemente eluvial) proveniente de una estructura, con la composición adecuada. Y en vista de la composición de intercalaciones terrígenas que ocurren con fragmentos volcánicos, se trata del arco volcánico; con toda probabilidad, emergido y relativamente próximo durante ese evento de sedimentación. Se ha señalado incluso que calizas margosas de la parte superior de la Formación Ancón, llegan a contener hasta un 27% de sílice (propiamente debían llamarse margas calcáreas, según Duda, 2003), como resultado de un significativo aporte de material arcilloso de color rojo (Pszczółkowski,

1987); sin excluir otros agentes de la coloración, de influencia concomitante, en el potencial oxidante del medio de sedimentación, posibilidad que establece una condición batimétrica específica. Hallam (1971) señala el paso de las facies de aguas profundas de calizas de capa gruesas, silíceas, margosas hacia finas capas de calizas rojas manganesíferas con ooides con superficies de corrosión. Este tipo de secuencia es referida por Hallam a la sedimentación lenta en elevados topográficos dentro de las cuencas; no a la sedimentación pelágica profunda.

Condiciones muy similares en la formación de estas peculiares secuencias de “capas rojas”, situadas entre el Cretácico y el Paleógeno-Eoceno y su posible significación desde los puntos de vista paleogeograficos, ambientales y geotectónicos, se han observado y estudiado en varias localidades de cordilleras alpinas con una notable amplitud y gran extensión geográfica (Tabla IV).

Tabla IV. Comparación ilustrativa entre la Formación Capas Rojas de la Cordillera Bética y la Formación Ancón de la Sierra de Los Órganos.

Características	Formación Ancón (Sierra de Los Órganos)	Formación Capas Rojas (Cordillera Bética) (según Vera et al., 1999)
Litología	Calizas margosas y micríticas. Calcilutitas de color dominante rojo, rosado muy característico. Subordinadamente verdes o violáceas.	Calizas margosas y micríticas, margocalizas y margas, de color dominante rojo salmón o rosáceo muy característico.
Microfauna	Abundantes foraminíferos planctónicos.	Abundantes foraminíferos planctónicos.
Microfacies	<i>Glorotalia velascoensis</i> , G. ex. gr. <i>Acqua</i> ; <i>Globigerina</i> cf. <i>Pseudobulloides</i> ; <i>G. wilcoxensis</i> ; <i>Acarinina</i> cf. <i>soldadoensis</i> , etc.	En la sección del Paleoceno. Biozona de <i>Globigerina eugubina</i> , hasta la biozona de <i>Acarinina pentacamerata</i> , etc.
Composición del corte	Intercalaciones de calizas margosas dominantes con capas de calcilutitas, con intercalaciones de calcarenitas. Intercalaciones de brechas con cemento de carbonato rojo	Ritmos de calizas margosas y margas, con cambios en el contenido de arcilla o carbonatos. Niveles centimétricos de calcilimolitas y calcarenitas de grano fino y niveles de calciruditas de cantos redondeados (intraclastos de micrita)
Edad	Cretácico (?) Paleoceno-Eoceno Inferior	Cretácico a Paleoceno-Eoceno Inferior
Intercalaciones silíceas	Chert en capas de color negro, rosado y verde. Calcarenitas	Silex amarillento, gris o negro, en nódulos o en estratos.
Otros rasgos	Estilolitos paralelos manchados de manganeso y Hierro. Dentrías de Mn y venas de calcita blanca.	Estilolitos paralelos a estratos y venas de calcita.
Etapas de formación	Preorogénico	Preorogénico
Componentes químicos notables	Óxidos e hidróxidos de Mn y Fe (desde 0,2% hasta capas mineralizadas)	Fe ₂ O ₃ (1-11%); MgO (1-3%). Óxidos e hidróxidos de Fe en forma férrica.
Componentes significativos de eventos	Contenidos elevados de Iridio y cuarzo de choque (“Capas Moncada”)	Contenidos elevados de Iridio. Esferulas de FeO y feldespatos potásico (microtectitas)
Potencia	Total de los 3 Miembros reconocidos: 50-100 m	100-600 m. De 150 a 200 m. En dependencia de la unidad.
Cambios de facies laterales	Flysch de lutitas y micritas negras, calizas bituminosas, con intercalaciones de paquetes de calizas margosas rojas y calcarenitas graduadas.	Sección cretácica de la unidad. Turbiditas calcáreas (Flysch senoniense). Calcarenitas y brechas calcáreas con intercalaciones margosas rojas.
Cambios de facies verticales	Concordante. Flysch de la Formación Manacas. Turbiditas polimícticas y calcareas en capas verdes, grises y amarillentas. Olistostromas en el tope de edad probable Eoceno Inferior a Medio	Concordante o posiblemente paraconforme. Turbiditas calcáreas y terrígenas. Cambio de los colores a gris, amarillentos y verdes. Olistostromas en la sección superior del Luteciano.
Morfología del fondo	Sedimentación hemipelágica sobre bloques levantados por fallas, surcos alargados. Fondos batimétricamente diferenciados.	Sedimentación hemipelágica sobre bloques levantados por fallas normales y otras irregularidades verticales del fondo

Conclusiones.

Lamentablemente aún falta mucha información para extraer conclusiones definitivas sobre lo ocurrido durante el final de la sedimentación de las Formaciones Pons y Peñas, sobre todo respecto a esta última, en el transito del Cretácico al Paleoceno, en la unidad Valle de Pons y en las restantes unidades de la Sierra de Los Órganos. Los movimientos tectónicos del Cretácico tardío, bien ilustrados por Pszczółkowski (1987; y Pszczółkowski y Flores, 1986) para la Sierra del Rosario, sí parecen haber afectado al dominio de la Sierra de Los Órganos de forma significativa, independientemente de que tales movimientos no constituyan una fase “orogénica” propiamente dicha.

Las futuras investigaciones en la Cordillera de Guaniguanico deben resolver varias interrogantes y tareas de gran importancia. Entre ellas:

- La formalización de la Formación Peñas como un intervalo litoestratigráfico importante de la columna estratigráfica regional.
- El problema de la existencia del hiato de pisos del Cretácico en la secuencias de rocas de las Formaciones Pons y Peñas.
- Las relaciones de la Formación Peñas con la Formación Ancón.
- La formalización y restitución del Miembro Infierno como parte de la formación Pons
- Posible existencia de facies no calcáreas en la Formación Pons.
- Los estratotipos de límite en cada caso, tanto para la Formación Pons y la Formación Peñas, como unidades cartografiables y prácticas.

Agradecimientos.

A. Pszczółkowski de la Academia de Ciencias de Polonia tuvo la amabilidad de leer este manuscrito y realizó observaciones críticas de gran utilidad para los autores que agradecen sinceramente dicha atención.

Referencias.

- Abramovich, S., Keller, G., Stuben, D., Berner, Z., 2003, Characterization of late Campanian and Maastrichtian planktonic foraminiferal depth habitats and vital activities based on stable isotopes. *PALAEO*. 202, 1-29.
- Allen, R. L., 1982, Developments in Sedimentology (Sedimentary structures). Vol II, Elsevier.
- Álvarez-Sánchez, H., 1972, Geología general y estructural de la Provincia de Pinar del Río, Cuba. Instituto de Hidroeconomía. Pinar del Río, (Inédito) 341 Pág., 41 figs., 32 hojas 1:50,000.
- Álvarez Sánchez, H., 1981, Síntesis de la Evolución Geotectónica de la Sierra de los Órganos apoyada en el estudio de la Geología del Valle de Pons. 272 págs. 108 figs. (Inédito). CUPR. Pinar del Río. Cuba.
- Arrufat Díaz, R. y Barrios Cardentey, J. E., 1980. Geología del Valle de Pons. Tesis de la Facultad de Minas y Geología. 149 págs. Inédito. Universidad de Pinar del Río. Cuba.
- Bermudo, M., 1998, Tratado de Paleontología. Editorial CSIC- CSIC Press, 1998 - 457 páginas.
- Bralower, T., Iturralde-Vinent, M. L., 1997, Micropaleontological dating of the collision between the North American continental margin and the Greater Antilles Volcanic Arc in Western Cuba. *Palaios* 12:133-150.
- Cobiella-Reguera, J., 2008, Reconstrucción palinospástica del paleomargen mesozoico de América del Norte en Cuba occidental y el sudeste del Golfo de México. Implicaciones para la evolución del SE del Golfo de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 25, núm. 3, 2008, p. 382-401.
- Comisión Norteamericana de Nomenclatura Estratigráfica. 2010. Código Estratigráfico Norteamericano. Universidad Nacional Autónoma de México. Boletín 117.
- Corrales, I., Rosell, J., Sánchez, L., Vera, J. A., Vilas, L., 1977, Estratigrafía. Ed. Rueda. Madrid.
- Duda, W. H., 2003, Manual Tecnológico del Cemento. Edit. Tec. Asociados. Barcelona (reimpresión de 1977).

Franco-Álvarez, G. L., Acevedo-González, M., Álvarez-Sánchez, H., Artime-Peñenori, C., Barrientos-Duarte, A., Blanco-Bustamante, S., Cabrera, M., Cabrera, R., Carassou-Aragan, G., Cobiella-Reguera, J. L., Coutin-Lambert, R., Albear, J.F. de, de Huelbes, J., Torre y Callejas, A. de la, Delgado-Damas, R., Díaz de Villalvilla, L., Díaz-Otero, C., Dilla-Alfonso, M., Echevarría-Hernández, B., Fernández-Carmona, J., Fernández-Rodríguez, G., Flores, R., Flores-Abín, E., Fonseca, E., Furrázola-Bermúdez, G., García-Delgado, D., Gil-González, S., González-García, R. A., Gutiérrez-Domech, R., Linares-Cala, E., Millán-García, E., Millán-Trujillo, G., Moncada-Ferrera, M., Montero-Zamora, L., Orbera, L., Ortega-Sastriques, F., Peñalver, L. L., Perera, C., Pérez-Arias, J. R., Pérez-Lazo, J., Pérez-Rodríguez, E., Pifheiro-Pérez, E., Recio-Herrera, A. M., Sánchez-Arango, J. R., Saunders-Pérez, E., Segura-Soto, R., Triff-Oquendo, J., Zuazo-Alonso, A., Pszczółkowski, A., Brezsnýánszky, K., Slavov, I., y Myczyński, R., 1992, Léxico Estratigráfico de Cuba. Centro de Nacional de Información Geológica, La Habana, 658 p. (Primera versión). (Inédito).

Furrázola-Bermúdez, G., Sánchez Arango, J. R., García Sánchez, R., Bassov, V.A. 1978, Nuevo esquema de correlación estratigráfica de las principales formaciones geológicas de Cuba. *La Minería en Cuba*. vol. 4. N°. 3. págs. 36 a 52. 12 figs.

Hatten, Ch. W., 1957, Geology of Central Sierra de los Órganos. Pinar del Río Province Cuba. 48 págs. 19 figs. Fondo Geológico Nacional. La Habana. Cuba.

Hallam, A., 1971, Evaluation of bathymetric criteria for the Mediterranean Jurassic. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hungarici*. Vol. 54; 63-69, Budapest.

Herrera, N. M., 1961, Contribución a la estratigrafía de la Provincia de Pinar del Río. *Rev. Soc. Cubana de Ingenieros*. N°. 5, 1,2. págs. 2-24.

Hesse, R. y Butt, A., 1976, Paleobathymetry of Cretaceous turbidite basins of the East Alps relative to the calcite compensation level. *Journal Geol.* 84 N° 5, 505-534, Chicago.

Housa, V. y De La Nuez, M. L., 1972, Hallazgo de ammonites del kimmeridgiano en Hacienda El Americano (Pinar del Río). *Actas. Academia de Ciencias de Cuba. Instituto de Geología*.

Jennette, D. C. y Pryor, W. A., 1993, Cyclic Alternation of Proximal and Distal Storm Facies: Kope and Fairview Formations (Upper Ordovician), Ohio and Kentucky. *Journal of Sedimentary Petrology*. Vol. 63, No. 2., Pages 183-203

Kreisa, R. D. and Bambach, R. K., 1982, The Role of Storm Processes in Generating Shell Beds in Paleozoic Shelf Environments. *En Cyclic and Event Stratification*. Edit by Profs. Einsele and Prof. Seilacher. Springer. DOI 10.1007/978-3-642-75829-4_15.

López-Rivera, J., López Quintero, J., Fernández-Carmona, J., Fernández-Rodríguez, G., 1987, Análisis geológico del corte del pozo paramétrico Pinar 1. *Memorias del III Encuentro Científico-Técnico de Geología: Sociedad Cubana de Geología, Filial Pinar del Río*, 40-45.

Pszczółkowski, A.; Piotrowska, K.; Mycznski, R.; Piotrowski, J.; Skupinski, A.; Grodzicki, J.; Danilewski, D. y Haczewski, G., 1975, Texto explicativo al mapa geológico a escala 1:250 000 de la provincia de Pinar del Río. Brigada Cubano- Polaca, Inst. Geol. Paleont., Minist. Indust. Bas., La Habana (inédito).

Pszczółkowski, A., 1978, Geosynclinal Sequences of the Cordillera de Guaniguanico in Western Cuba. Their lithostratigraphy facies development and paleogeography. *Acta Geologica Polonica*. Vol. 28. N°. 1. 96 págs. 32 figs. 6 pls.)

Pszczółkowski, A., Flores, R., 1986, Fases tectónicas del Cretácico y del Paleógeno en Cuba occidental y central. Bulletin of The Polish Acad., of Sciences. Earth Sciences. Vol. 34 No. 1.

Pszczółkowski, A., 1994, Lithostratigraphy of Mesozoic and Palaeogene rocks of Sierra del Rosario, western Cuba. *Studia Geologica Polonica*, v 105, pp 39-66, in A. Pszczółkowski (edit) *Geology of Western Cuba*.

Pszczółkowski, A., 1999 a, The exposed passive margin of North America in western Cuba. En P. Mann (Ed.) Caribbean Basins, (Series ed. K. J. Hsü) *Sedimentary basins of the World* 4. Elsevier Science B.V. Amsterdam. *The Netherlands*, pp. 93-121.

Pszczółkowski, A., 1999 b, New data on the Lower Cretaceous microfossil and nannoconid stratigraphy in the Guaniguanico terrane of western Cuba. *Studia Geol. Polonica*. Vol 114, pp 7-33.

Pszczółkowski, A., García Delgado, D., Gil Gonzalez, S., 2005, Calpionellid and nannoconid stratigraphy and microfacies of limestones at the Tithonian-Berriasian boundary in the Sierra del Infierno (Western Cuba). *Annales Societatis Geologorum Poloniae* (2005), vol. 75: 1-16.

Pszczółkowski, A., García Delgado, D., Gil Gonzalez, S., 2005, A study of planktonic foraminifers and nannoconid assemblages from the late Aptian and late Albian limestones of the Pons Formation (Sierra de Los Organos, Western Cuba). *Memorias en CD-Rom, La Habana, 1 al 5 de abril de 2013*. ISSN 2307-499X.

Pszczółkowski, A., García Delgado, D., Gil González, S., 2013, A study of planktonic foraminifers and nannoconid assemblages from the late Aptian and late Albian limestones of the Pons Formation (Sierra de los Organos, western Cuba). V Convención Cubana de Ciencias de la Tierra, GEOCIENCIAS 2013. *Memorias en CD-Rom, La Habana, 1 al 5 de abril de 2013*. ISSN 2307-499X.

Rigassi-Studer, D., 1963, Sur la géologie de la Sierra de Los Organos, Cuba. Extrait des Archivés des Sciences, Geneve, vol 16, fasc 2. pp 339-350, 11 fig., 1 tbl.
Schillizzi, R., Luna, L. y Falco, J. I., 2010, Estructuras de deformación (¿sismitas?) en la Formación Río Negro, provincia de Río Negro, Argentina. Lat. Am. J. sedimentol. Basin anales, vol.17 no.1 La Plata.
Vera, J. A. y Molina, J. M., 1999, La Formación Capas Rojas: Caracterización y génesis. Estudios Geológicos. Vol. 55; 45-66.

Serpentininitas cizalladas, detríticas y oficalcitas del Valle de Pons en la Sierra de Los Órganos de Cuba occidental.

Humberto Álvarez-Sánchez

Colaborador de la Revista

1. Introducción.

Ch. W. Hatten (1957) fue el autor de la descripción de un complejo sedimentario aflorado en la Cordillera de Guaniguanico con localidades típicas en los valles de la Sierra de Los Órganos y en parte de sus relieves culminantes, agrupado bajo el nombre de Grupo Pinar y compuesto por tres unidades denominadas: Fm. Manacas. Vieja Wildflysch y Canalete Chert.

En la descripción original, para Hatten la unidad Vieja Wildflysch "*se compone de roca serpentinizada altamente cizallada de color gris verdoso oscuro a verde azulado grisáceo..... esta roca serpentinizada tiene muchas texturas variadas.....Más a menudo, la serpentina es de grano muy fino a afanítica. Muchos bloques "exóticos" de anfibolita, esquistos de granate actinolita y rocas de hornblenda-cuarzo están encerrados por la roca serpentinizada.....Con frecuencia se encuentran algunos grandes bloques de conglomerado de cantos rodados con abundantes clastos calizos. Se han visto bloques de los metamórficos, así como del conglomerado, de hasta 6 a 8 pies de diámetro*".

En relación con este término, wildflysch fue creado por Franz J. Kaufmann (1871) para referirse a los bloques exóticos en el flysch del Nagelfluh del Valle de Habkern (Şengör, 2003). En consecuencia es un concepto de la estructura de unos sedimentos y es considerado como uno de los antecedentes del término "mélange" (v. et. Festa *et al.*, 2010). Pocas unidades de la estratigrafía cubana, a partir de Hatten (1957) recibieron tantos nombres; unos descriptivos, otros litoestratigráficos y por fin genéticos. Entre ellos: "Big Boulders Beds" por Pszczółkowski (*et al.*, 1971); antes utilizado por Vermunt (1937) para "la facies de montaña de la Fm. Habana". "Melanges olistostrómicos" de Cobiella Reguera (1998) en la Sierra del Rosario. "Mélanges Zones" o Mélange Rocks" de Piotrowska (1978). Formación Pinos por Danilewski (1972) y Grodzicki (1972). Mélange Los Pinos en Pszczółkowski (*et al.*, 1975). Álvarez-Sánchez (1981, 1984 a, b), lo llamó "Miembro Lagunilla"; olistostroma de matriz terrígena.

La primera edición del Léxico Estratigráfico de Cuba (Franco Álvarez *et al.*, 1992, la llama "Vieja, olistostroma" (unidad informal) atribuida a Hatten (1957) y la tercera edición (Huelbes Alonso *et al.*, 2013) mantiene la misma nomenclatura. Pero Hatten nunca utilizó el termino "olistostroma". Nada extraño. Solo en 1959 Flores introduce los términos olistostroma y olistolito. Y así es Hatten incorrectamente presentado como autor de "Vieja, olistostroma". A su vez, olistostroma es un término genético. Designa un proceso específico de formación para

una sección de sedimentos acumulados bajo la acción de la fuerza de la gravedad, por lo general en ambientes marinos. Por tanto y en la actualidad, ni "wildflysch ni olistostroma" son partículas que puedan formar parte del nombre formal de la unidad nombrada por Hatten.

Otra de las descripciones más conocidas de este complejo de sedimentos es la de Nicolás M. Herrera (1961). En un trabajo de los más adelantados sobre la estratigrafía de la Sierra de Los Órganos y de la geología de Cuba occidental; describió en un perfil de Minas de Matahambre al poblado de Cabezas la Fm. Pinos (Santoniano al Eoceno Inferior), integrada por un complejo altamente deformado de rocas volcánicas, sedimentarias y serpentinitas, muy similar a la unidad llamada por Hatten "Vieja Wildflysch". Existen tres tipos de cuerpos de serpentinitas en la Cordillera de Guaniguanico. Estas son: serpentinitas cizalladas y serpentinitas masivas (Coleman, 1971) y las serpentinitas sedimentarias (Lockwood, 1971).

2. Serpentininitas cizalladas.

En la Cordillera de Guaniguanico el tipo más común y difundido son las serpentinitas cizalladas (y foliadas) que contienen inclusiones sedimentarias y metamórficas. Los cuerpos de serpentinitas cizalladas son numerosos y predominan en las olistostromas de la Sierra de Los Órganos y en la contigua Sierra del Rosario. En la parte central de la Sierra de Los Órganos se distribuyen con gran amplitud y flotan en el flysch ordenado de la Fm. Manacas, en agrupaciones o como cuerpos independientes, desde pequeños bloques métricos hasta cientos de metros, cubiertos con finas cortezas de serpentinita foliada o milonítica. Por su participación en las olistostromas del Maastrichtiano tardío hasta la parte alta del Eoceno Medio y servir de matriz de fajas de mezclas tectónicas ofiolíticas en gran parte del territorio de Cuba, resultan el tipo predominante de las tectonitas serpentiniticas de la isla e, inclusive, son conocidas en el Macizo Metamórfico Escambray del Sur de Cuba central (Álvarez-Sánchez, en Dublan y Álvarez-Sánchez, *et al.*, 1996).

Son rocas verde oscuro a verde claro a grisáceo, cortadas por innumerables grietas anastomosadas y superficies de resbalamiento, de aspecto brillante (reflejo grasiento; Rutten, 1938), rellenas por serpentinita fibrosa, cristales de actinolita, carbonato y cuarzo (Wassall y Pardo, 1952; Pardo, 1953; Knipper y Cabrera, 1974; Álvarez Sánchez y Bernal Rodríguez, 2015 y otros). El denso cizallamiento alcanza a los clastos rocosos e inclusive los rota en estructuras envolventes. Sedosas al tacto Pardo (1953) las llamaba en Cuba central "waxi serpentines". Al golpearlas con el martillo suelen deshacerse en esquirlas lenticulares, budinas (Figura 1) y "sets" de cizallas hasta el nivel de los cristales; características adquiridas durante su ascenso a la superficie bajo la acción de una fuerte presión.

La deformación de la matriz de soporte es de estilo diferente respecto a la masa ultramáfica y no tan intensa hecho sugerente de una deformación previa a su incorporación dentro de la matriz sedimentaria y posterior deformación adicional en conjunto con las secuencias

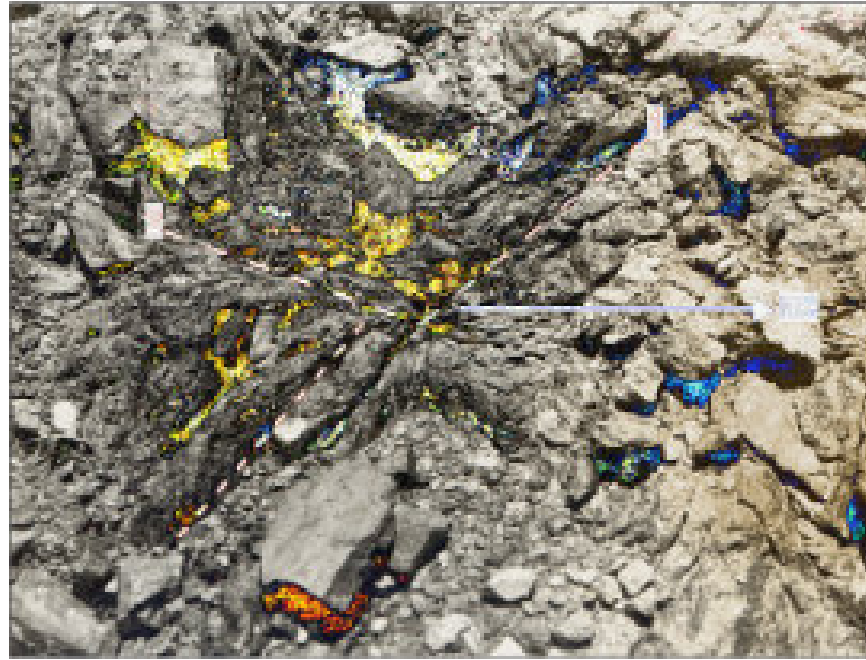


Figura.1. Olistolito de serpentinita cizallada al W de la Sierra Quemado. NG: Norte geográfico. 1-Dirección de ejes de budinas coincidente con el sistema de fallas laterales que provocan retrocabalgamientos de Norte a Sur. La dirección 2 coincide con el sistema de fallas secundarias conjugadas que cortan a las primeras. El cuadro expresa claramente la evidencia de la deformación conjunta de olistolitos y soportes, en una etapa póstuma del emplazamiento de los nappes (Foto del autor, 1979).

sobre las cuales descansan; en cuyo caso se puede observar la sucesión de deformaciones y las discrepancias entre matriz y olistolitos. En parches mejor conservados y budinas se observan relictos de harzburgita serpentinizada con fragmentos de olivino y ortopiroxeno. Estas apoharzburgíticas son predominantes. El reemplazamiento de los minerales originales por crecimientos sucesivos de bastita, lizardita, antigorita, serpofta y crisotilo, es casi completo en la mayor parte de los casos. En las variedades más compactas y frescas que ocurren hacia los centros de los cuerpos, son de color verde a negro con fábrica blastoporfídica-reticular, con bastita en placas de contornos coalescentes con la masa, en cristales milimétricos, como regla reemplazando al piroxeno. La alteración limita determinar la composición primitiva para establecer la homogeneidad de cuerpos asociados en el espacio. Otras veces los relictos mejor conservados, permiten establecer diferencias entre las rocas originarias de las serpentinitas.

Una regularidad común, es cierta proporcionalidad entre las dimensiones de los cuerpos de rocas empastados o soportados por las serpentinitas y el tamaño de los cuerpos de serpentinitas que las engloban. Pero esta observación no se puede generalizar a todos los casos, ya que existen cuerpos de rocas consistentes (gabros, enclaves de calizas, vulcanitas) que pueden alcanzar decenas, cientos de metros y también kilómetros (Macizo de Cabeza de Horacio o Jagua) que, parecen estar cubiertos solo por una fina camisa de serpentinita esquistosa o milonítica. Cientos de cuerpos, desde pequeños bloques de algunos metros hasta 1500 metros por su eje largo y hasta 300 m de exposición por el eje corto (megaolistolitos, según Rigo de Righi; 1956 en Hoedemaeker, 1973) se pueden observar aflorados en superficie, con finas cortezas de meteorización que no ocultan su continuidad. Los cuerpos flotan claramente en la sección superior del flysch ordenado de la Fm. Manacas,

y en la olistostroma. Con más frecuencia se pueden seguir cuerpos entre 100 a 200 metros por unos 30 a 50 metros por el eje corto.

La diferencia de estas rocas cizalladas con las llamadas "masivas" es convencional, relacionada estrechamente con el estado de los bordes externos de los cuerpos y, a su vez, dicho estado depende de las dimensiones. De hecho se pueden observar cuerpos completamente cizallados aislados, en cuyo caso son generalmente pequeños. Pero cuando las dimensiones son más considerables, se puede observar una zonación de las deformaciones tectónicas que se atenúan hacia el interior. Tal característica observada de forma bastante regular; es en realidad la base de la diferenciación (cartográfica) entre serpentinitas masivas y cizalladas. El hecho de que a menudo serpentinitas cizalladas y masivas se vean separadas es un probable resultado de su complejo mecanismo de emplazamiento en el marco de importantes procesos de la tectónica regional.

3. Serpentinitas detríticas.

Sedimentos de serpentinitas, inclusive areniscas y conglomerados con clastos de lavas, radiolaritas, calizas pelágicas del techo ofiolítico de la corteza oceánica así como metasomatitas, oficalcitas, liswanitas e inclusiones ígneas rodingíticas, son reportados en muchas regiones del planeta, relacionados con la erosión de peridotitas alteradas por metamorfismo oceánico. A tales depósitos se asocian serpentinitas compactas o foliadas, adosadas a los sedimentos mediante mecanismos tectónicos o gravitacionales y, en muchos casos, suelen ser portadoras de bloques de rocas metamórficas al parecer dragadas de la profundidad en bloques de serpentinitas cizallada y miloníticas. Buenos ejemplos entre multitud de ellos son las serpentinitas detríticas (Figura 2) junto a cuerpos masivos de la región de Pénzhina (Rusia oriental) (Robertson, 1988-2000).

En el Complejo Ofiolítico de Ingalls en la parte central de las montañas Cascade Macdonald, *et al.*, (2005) describen la Formación Peshastin (Jurásico Inferior a Superior), integrada por lodolitas que sostienen fragmentos conglomeráticos de grauvacas, lutitas, y chert, abundantes brechas de ofiolitas y serpentinitas detríticas asociadas con las brechas ofiolíticas.

En secuencias del Cretácico temprano de Hokkaido se describen los conglomerados, areniscas y lutitas de serpentinitas de la Formación Kamiji (Yoshida, *et al.*, 2010), como producto de la sedimentación turbidítica de corrientes de alta densidad y flujos cohesivos de detritos. Lockwood (1971) en un conocido artículo, describe localidades numerosas de serpentinitas detríticas en diversos ambientes y fue uno de los primeros en

establecer criterios para el reconocimiento de estos importantes productos sedimentarios, de gran valor en la reconstrucción de condiciones tectónicas específicas.

En Cuba se describen en regiones de la isla con afloramientos de los complejos ofiolíticos o en sectores con olistostromas de participación ofiolítica. Cobiella-Reguera (1978) en las olistostromas de la Fm. La Picota al sur de la Sierra del Cristal de Cuba oriental, describe avalanchas submarinas y turbiditas de serpentinita con la sucesión Bouma, con microfauna planctónica. En la provincia de Camaguey, Iturralde-Vinent (1994) refiere serpentinitas originadas por corrientes de sedimentos en las olistostromas de la Fm. Senado del Eoceno Medio Tardío.



Figura.2. Serpentinitas detríticas estratificadas en la región de la Península de Chukotka. Área del Río Penzhina. Rusia oriental. (Tomada de Robertson, 1988-2000).

Al admitirse el origen sedimentario por flujos detríticos acuosos, hecho bien destacado por las estructuras sinsedimentarias de la matriz que rodea a los bloques; surge la cuestión del estado de la propia matriz y el de las inclusiones, así como la fuente de unas y de otras. Para la matriz no es claro si el estado de su alteración fue causada por fluidos activos en el emplazamiento inicial de las rocas o posterior a su depósito en los fondos de la cuenca durante su diagénesis. Tal conjunto de incertidumbres son típicas en los afloramientos de mezclas de tectonitas ofiolíticas y es difícil determinar convincentemente si el metasomatismo fue un proceso ocurrido antes o después de la emersión de las ofiolitas en el fondo marino (Barnes *et al.*, 2014; Boschi *et al.*, 2006) (v. Álvarez-Sánchez y Bernal, 2021).

Si hay un párrafo que puede caracterizar a estos materiales podría ser el siguiente: Composición litológica altamente heterogénea. Estructura directamente derivada de su acumulación en un medio fluido a través de flujos repetidos. Clastos y bloques englobados por una matriz areno-arcillosa formada por materiales de litología equivalente a los sólidos cohesivos que soporta.

Afloramientos de productos detríticos de serpentinitas y rocas serpentinitas asociadas similares fueron estudiados por Álvarez-Sánchez (1981, 1984a) en los Valles Occidentales de la Sierra de Los Órganos (Pons, Pica, Quemado, Gramales y otros), donde ocupan una posición en la parte superior del flysch estratificado más característico de la Fm. Manacas, en gran parte de los casos. Las referencias a material detrítico en la Fm. Manacas derivado de la erosión de serpentinitas de rasgos distinguibles del resto de las serpentinitas masivas y foliadas, fue mencionado primero por Hatten (1957)¹ y es un hecho notable que esta clase peculiar de sedimento pudo ser descubierto en Cuba desde mucho antes (Whitney Lewis, 1932).²

En Valle de Pons y Valle de Quemado (al Sur de Pons), las serpentinitas detríticas forman lentes desordenados y relativamente limitados en su extensión. Estas rocas consisten de una masa de granos arenáceos y fragmentos de serpentinitas que forman una masa intensamente alterada, en varias localidades sin una estructura aparente y de escasa cohesión, mientras en otras evidencian algunos rasgos de estratificación. El aspecto de la masa es incoherente, deleznable y detrítico; con una estructura

granular fragmentada. La alteración intensa le confiere un color blanquecino a grisáceo.

Al microscopio revelan estar formada por granos de serpentinita clorítica de tamaño arena hasta grava (microbrecha) con un cemento débil de calcita pulverulenta y escasos cristales de dolomita y cuarzo (v. Lockwood. *op. cit.*, pag. 930. Criterio Nº 6), mezclados con detritos terrígenos de composición equivalente a las areniscas del flysch estratificado de Manacas. A causa del proceso de su formación la composición no es un uniforme y la proporción de serpentinitas y terrígenos en la mezcla cambia y alternativamente predomina en los afloramientos sin seguir orden alguno.

En la composición de los bloques participan clastos de decímetros hasta varios metros de rocas calcosilicadas, calizas recristalizadas silicificadas afines al corte jurásico, chert de radiolarios vulcanoclastos básicos y ácidos, calizas pelitomórficas parecida a la Fm. Ancón; fragmentos de

rocas plutónicas macrogranudas muy alteradas, gabros rodingíticos, esquistos semejantes a listwanitas, oficalcitas, esquistos verdes con y sin granate y otros fragmentos de areniscas, cuarcitas; sin agotar el registro. Es decir, una fase de bloques formadas bajo condiciones tectónicas, metamórficas y metasomáticas diferentes; no esencialmente distinta de las inclusiones mecánicamente empotradas en las serpentinitas cohesivas.

4. Oficalcitas.

Rocas fragmentarias de composición peculiar se pueden observar flotando en la matriz blanquecina en los enclaves serpentiniticos y en sitios con serpentinitas granulosas, argumentadas en este trabajo como detríticas. Se componen de una masa fragmentaria de serpentinita, en ocasiones con finísimos fragmentos de chert, aglutinados por una red poligonal de grietas rellenas por microesparita blanquecina a calcita espática o dolomita (Figura 3). En sección delgada las serpentinitas contienen piroxenos y olivino cloritizado, anfíboles fibrosos,



Figura.3. Brechas de oficalcitas del tipo OC2 (Boillot and Froitzheim, 2001), compuesta por fragmentos de serpentinas y pequeños fragmentos de chert, cementados por calcita espática y dolomita y cruzadas por una densa trama de grietas rellenas de calcita fibrosa y cristalina. El color de la masa es rojo marrón, y verde rojizo. Los clastos de la brecha flotan en agregado granular arenáceo de serpentinita. Zona de Los Pozos, al Oeste de Pons (Foto del autor, 1977).

magnetita oxidada y limonita que mancha la serpentinita y le confiere un tono ocreo a rojo marrón. Los clastos y bloques no sobrepasan algunos decímetros hasta 1 m y yacen embutidos en enclaves deformados de la serpentinita detrítica arenosa, aparentemente

estratificada que, a su vez, flota en las serpentinitas detríticas alteradas. De acuerdo a tales características se trata de oficalcitas y, en gran parte, el resto de la masa de serpentinitas denominadas aquí como "serpentinitas detríticas" son también algún tipo de rocas ultramáficas

metasomáticas, carbonatadas o magnesianas, relacionadas con el proceso de génesis de las oficalcitas.

Al parecer el creador del término fue Brongniart (1821). Vuagnat (1959), nombró rocas de este tipo bajo el nombre de ofisferites. Por primera vez se identificaron en Cuba por Ducloz y Vuagnat (1962)³, aunque no en los valles occidentales, región del posible primer reporte en la Sierra de Los Órganos (Álvarez Sánchez, 1981, *ined.*).

Estas rocas tempranamente fueron interpretadas como productos de metamorfismo de contacto por Steimann (1905-1913); carbonatitas magmáticas por Bailey y McCallien en 1960 y, curiosamente, como productos de alteración subaérea y caliches por Folk y McBride en 1976 y también Cobiella-Reguera (1978), quien pudo ser el descubridor de oficalcitas en las olistostromas de Cuba oriental; pero las supuso como producto de la meteorización laterítica.⁴

Las oficalcitas se describen como brechas o cataclasitas de serpentinita en una matriz de carbonatos, por lo general calcita. Según Lemoine *et al.*, 1987, un grupo de oficalcitas

se consideran relacionadas con metasomatosis hidrotermal mientras otro grupo parecen derivarse de resedimentación y procesos de debris flow en los fondos marinos. En consecuencia, las del primer grupo suelen presentarse como masivas y cruzadas por una malla densa de calcita en tanto las segundas se presentan como brechas sedimentarias de matriz calcítica (Figura 3) y las capas y masas de serpentinitas detríticas sobre las cuales las oficalcitas flotan, se pueden considerar como brechas, producto del deslizamiento de masas. Modelos de mecanismos eficientes de este tipo pueden verse en (Robertson, 2007).

4.1. Origen.

Para Bernoulli y Weissert, 1985, son el producto de la combinación de tectónica y sedimentación que produce el reemplazamiento de las serpentinitas por calcita, cementación por calcita y calcita magnesial y relleno en las redes de grietas preexistentes. También Desmurs, *et al.*, 2001, describen las oficalcitas como "un complejo de brechas, que incluye fragmentos de serpentinita en una matriz blanca de calcita espática y/o microesparita rosada o roja".



Figura. 4. Imagen ilustrativa. Oficalcita de la región de La Spezia Province, Liguria, Italia (Tomado de mindat.org).

¹ "In the area covered by this report, the serpentine are intimately associated with the Manacas Formation, which is Lower Eocene age. The two can be seen to be interbedded. Reworked ultramafic debris can also be found in the sediment of the Manacas Formation" (Hatten, 1957, epigrapher. 4.109021).

² However, there is a large percentage of serpentinitic material in some of the occurrences in Havana Province. One of these encountered in a well, consists of reconsolidated water-lain clastic serpentine which would be considered a serpentine sill were it not for the presence of numerous well preserved foraminifers. (Whitney Lewis, 1932).

³ De plus, on trouve en certains endroits, près du contact, des roches mixtes très semblables aux ophicalcites alpines. A noter qu'il est assez fréquent d'observer ce dernier type de roche lorsque les serpentinites sont en contact avec des formations non carbonatées. A noter également que le long de ces contacts il n'est pas rare de trouver des veines ou parfois des groupes assez importants de silice finement cristallisée. Un autre phénomène qui peut accompagner les précédents consiste en un rougissement des oficalcitas dû notamment au développement d'un pigment hématitique. (Ducloz et Vuagnat, 1962).

⁴ Es característico de algunos afloramientos frescos el presentar clastos de serpentinitas con diverso grado de alteración, desde no meteorizadas, hasta aquellas ocrizadas y cortadas por vetas de sílice o calcita, similares a las visibles en la actualidad en las partes bajas de los perfiles lateríticos. Fm. La Picota. (Cobiella, 1978, pag. 47).

En genral, se cree que resultan del afloramiento del manto a los fondos oceánicos producto de movimientos tectónicos (Bernoulli *et al.*, 2003). Las oficalcitas se han encontrado en los fondos marinos actuales, recuperadas en sondeos de profundidad, en sitios relacionadas con procesos de alteración de las serpentinitas y los mecanismos de su ascenso a la superficie.

Flujos de lodos serpentiniticos en la zona de subducción de Las Marianas son descritos por Fryer (Fryer, 2012) descubiertos durante la expedición del Alvin e identificados como acumulaciones de lodos blancos de serpentinita eyectadas a la superficie del fondo por conductos relacionados con fallas rellenas de peridotitas pulverizadas mediante la expansión producto de la serpentización y la liberación de metano (ver Francheteau *et al.*, 1984). También oficalcitas del Ordovícico, son interpretadas como producto de la combinación de procesos hidrotermales y tectónicos sedimentarios actuando sobre las ofiolitas del fondo oceánico con la participación de actividad bacteriana en fumarolas blancas (Lavoie, 1997).

Las oficalcitas se consideran probables firmas geológicas de los procesos de ruptura continental y la expansión del fondo del océano en los márgenes pasivos no volcánicos (Boillot y Froitzheim, 2001; Desmurs, *et al.*, 2001; Lemoine y Gauthier, 2002). La presencia de fragmentos de chert, serpentinitas y clastos de calizas pelágicas, representan las brechas sedimentarias originadas en el techo del complejo ofiolítico, expuestas en el fondo marino, cuyo resultado es la formación de brechas por reemplazamiento y cementación de las serpentinitas por carbonatos y mezclas magnésicas, talco y minerales ferruginosos en las redes de grietas (Bernoulli y Weissert, 1985).

4.2. Distribución.

Las oficalcitas son conocidas en varios entornos de los Alpes peninos; en los Pirineos occidentales de Francia, en la región vasco-cantábrica (DeFelipe, *et al.*, 2012); en las ofiolitas de Córcega (Lemoine y Gauthier, 2002); en los Alpes de Davos en el Cantón de los Grisones las oficalcitas se superponen a radiolaritas de la cubierta oceánica originadas por un proceso combinado tectónico-sedimentario y las brechas de oficalcitas ocurren a lo largo de los cuerpos de las rocas ultramáficas (Bernoulli y Weissert, 1985; Boillot y Froitzheim, 2001). En Kimi Evia, Grecia, las oficalcitas ocurren en el flysch de Kimi del Cretácico-Paleógeno; interpretadas como partes de márgenes serpentiniticos (Karkalis, 2018).

Referencias.

Álvarez Sánchez, H., 1981, Síntesis de la Evolución Geotectónica de la Sierra de los Órganos apoyada en el estudio de la Geología del Valle de Pons. 272 págs. 108 figs. (Inédito). CUPR. Tesis de la Universidad de Pinar del Río. Cuba.
Álvarez-Sánchez, H., 1984a, La secuencia de las Formaciones Pons, Ancón y Manacas, en la parte central de la Sierra de los Órganos. Cuba. *Resúmenes del XXVII Congreso Geológico Intern. Moscú*.

Álvarez-Sánchez, H., 1984b, Estratigrafía de la Sierra de Los Órganos y la significación tectónica y paleogeográfica de las olistostromas del Valle de Pons. XXVII, *Int, Geol, Congres. Moscú (abstract)*. Serie Geol. Mimb. 5 Pág. La Habana.

Álvarez Sánchez, H. F., Bernal Rodríguez L. R., 2015, Los melanges Santa Clara y Descanso del cinturón ofiolítico de Cuba Central. *Memorias de Geociencia. VI Convención de Ciencias de la Tierra. La Habana, Cuba*.

Álvarez Sánchez, H y Luís R. Bernal, L. R., 2021, Rodingitas y listwanitas. Procesos metasomáticos típicos de las rocas ultramáficas. *Revista Maya de Geociencias. Julio 2021 (P. 81-83)*.

Bailey, E.B., and McCallien, W.J., 1960, Some aspects of the Steinmann Trinity, mainly chemical: *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, v. 116, p. 365–395.

Barnes, J. D., Beltrando, M., Lee, A., Cin-Ty, Cisneros, M., Loewy, S., Chin, E., 2014, Geochemistry of Alpine serpentinites from rifting to subduction: A view across paleogeographic domains and metamorphic grade. *Chemical Geology* 389 (2014) 29-47.

Bernoulli, D., Weissert, H., 1985, Sedimentary fabrics in Alpine ophiolites, South Pennine Arosa Zone. *Switzerland Geology*, 13, p. 755-758.

Bernoulli, D., Manatschal, G., Desmurs, L., 2003, Where did Gustav Steinmann see the trinity? Back to the roots of an Alpine ophiolite concept. *Geological Society of America. Special Paper* 373.

Boschi, Ch., Früh-Green, G. L., and Escartín, J., 2006, Occurrence and significance of serpentinite-hosted, talc- and amphibole-rich fault rocks in modern oceanic settings and ophiolite complexes: an overview. *Ophiolite*, 2006, 31 (2), 129-140

Boillot, G., and Froitzheim, N., 2001, Non-volcanic rifted margins, continental break-up and the onset of sea-floor spreading: some outstanding questions, in Wilson, R.C.L., Whitmarsh, R.B., Taylor, B., and Froitzheim, N., eds., *Non-volcanic rifting of continental margins: A comparison of evidence from land and sea: London, Geological Society of London Special Publication*, v 187, p. 9–30.

Brongniart, A., 1821, Sur le gisement ou position relative des ophiolites, euphotides, jaspes, etc. dans quelques parties des Apennins, *Ann. Mines recueil Mem. Exploit. Mines* 6 (1821) 177–238.

Cobiella Reguera, J., 1978, Una mélanges en Cuba oriental. *La Minería en Cuba*, Vol. 4, No 4, 46-51.

Cobiella Reguera, J., 1998, Las melanges de Sierra del Rosario, Cuba occidental. Tipos e importancia regional. *Rev. Min. y Geol. Vol XV*, No. 2.

Coleman R. G., 1971, Petrology and Geophysical nature of serpentinites. *Geol. Soc. of Am. Bull. V. 82, P. 897-918, 6 figs*.

Danilewski, D., 1972, Esquema general de la composición tectónico-estructural de la Zona de Los Mogotes en el área Pons-San Vicente (Sierra de los Órganos). *Actas No. 2. Acad. de Cienc. de Cuba*.

DeFelipe, I., Pedreira, D., Pulgar, J.A., Iriarte, E. & Mendiá, M., 2012, Petrography and C and O stable isotope composition of ophiolites in the Western Pyrenees/ Eastern Cantabrian Mountains: geodynamic implications. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 14, EGU2012-12448, 2012.

Desmurs, L., Manatschal, G., and Bernoulli, D., 2001, The Steinmann Trinity revisited: mantle exhumation and magmatism along an ocean-continent transition: the Platta nappe, eastern Switzerland. *Society, London, Special Publications* 2001, v. 187, p. 235-266.

Dublan, L., Álvarez-Sánchez, H. (Editores), 1986, Dublan, L., Álvarez-Sánchez H.; Mlcoch, B.; Mañour, J.; Lledíaz, P.; Molak, B., Vázquez, C.; Snopkova, P.; De los Santos, E., Soucek, J.; Pérez, M.; Mihailova, A.; Bernal, I.; Zoubek, J.; Ordoñez, M.; Soucek, J.; Morousek, J.; Svetska, J.; Marshall, W.; Pérez-Conde, R.; González, E.; Rodríguez, R.; Informe Final del levantamiento geológico y evaluación de los minerales útiles en escala 1:50,000 del Polígono CAME-I, Zona Centro. *Centro Nacional del Fondo Geológico. La Habana. 1,402 Págs. 250 mapas. (Inédito)*.

Ducloz, Ch et Vuagnat, M., 1962, À propos de l'âge des serpentinites de Cuba. *Archives des Sciences. Soc. Phys. et d' Histoire Naturelle. Gèneve Vol. 15, Fasc. 2. 309-332*.

Festa, A., Pini, G. A., Dilek, Y., Codegone, G., 2010, Mélanges and mélange-forming processes: a historical overview and new concepts. *International Geology Review. Vol. 52, Nos. 10–12, pp 1040–1105*.

Flores, G., 1959, Evidence of slump phenomena (Olistostromes) in areas of hydrocarbon exploration in Sicily. *Proceedings 5th World Petroleum Congress, Sect. 1, pag. 13. 30 May-5 June, New York, USA (WPC-8013)*.

Folk, R. L., and McBride, E.F., 1976, Possible pedogenic origin of Ligurian ophiolite: A Mesozoic calichified serpentinite. *Geology*, v. 4, p. 327–332.

Francheteau J. Needham D., Juteau T., Rangin C. El nacimiento de un océano. *CONACYT, México, 1984*.

Franco-Álvarez, G. L. (Editor), *et al.*, 1992, Léxico Estratigráfico de Cuba. *Centro de Nacional de Información Geológica, La Habana, 658 p. (Primera versión)*. (Inédito).
Fryer P., 2012, Serpentinite Mud Volcanism: Observations, Processes, and Implications. *Annual Review of Marine Science. Vol. 4: 345-373. DOI:10.1146/annurev-marine-120710-100922*.

Grodzicki, J., 1972, Características del Miembro Manacas de la Formación Pons al Este de la Sierra de San Carlos, Provincia de Pinar del Río. *Actas No. 2, Instituto de Geología y Paleontología. La Habana*.

Hatten, Ch. W., 1957, Geology of the Central Sierra de los Órganos. Pinar del Río Province Cuba. 48 págs. 19 figs. *Fondo Geológico Nacional. La Habana. Cuba*.

Herrera N. M., 1961, Contribución a la estratigrafía de la Provincia de Pinar del Río. *Rev. Soc. Cubana de Ingenieros. Vol. LXI. No. 1,2. págs. 2-24*.

Hoedemaeker, Ph. J., 1973, Olisthostromes and other delapsional deposits and their occurrence in the region of Moratalla (Province of Murcia, Spain). *Scripta Geol., No. 19, 207 págs. Leiden, Rijksmuseum van Geologie en Mineralogie*.

Huelves Alonso de, J. y Colectivo de autores, 2013, Léxico Estratigráfico de Cuba. Tercera versión. *Inst. de Geol. y Paleont. Serv. Geol. de Cuba. La Habana. Cuba. ISBN: 978-959-7117-58-2*.

Iturralde-Vinent, M., 1994, Geología de las ofiolitas de Cuba. *En M. A. Iturralde-Vinent, editor. Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba. IUGS/UNESCO. Project 364. Special Contribution Nº.1. Págs. 83-130*.

Karkalis, Ch., 2018, Serpentinization and Metasomatism. (MSc Thesis). *National and Kapodistrian University of Athens. Faculty of Geology and Geoenvironment. Department of Mineralogy and Petrology*.

Knipper, A. L. y Cabrera, R., 1974, Tectónica y geología histórica de la zona de articulación entre el mio y eugeosinclinal del cinturón hiperbásico de Cuba. *Public. Especial n. 2. Contribución a la geología de Cuba Instituto de Geol. Acad. de Ciencias de Cuba. 15-77*

Lavoie, D., 1997, Hydrothermal Vent Bacterial Community in Ordovician Ophiolite, Southern Quebec Appalachians. *Journal of Sedimentary Research, Section A: Sedimentary Petrology and Processes, Vol. 67 (1997) No. 1. (January), Pages 47-53*.

Lemoine, M., Tricart, P., Boillot, G., 1987, Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines). *In search of a genetic model. Geology*, 15, (7), 622-625.

Lockwood J. P., 1971, Sedimentary and gravity-slide Emplacement of serpentinite. *Geol. Sec. of Am. Bull. v 82 P. 919-936, 6 figs*.

Lemoine, M. et Gauthier, A., 2002, Ophiolites et schistes lustrés corses: modes de gisement, comparaisons alpines. *Ophiolite*, 2002, 27 (2), 103-108.

Macdonald Jr., J. H., Mlinarevic, A. N., Harper, G. D., Miller, R. B., Miller, J. S. and Schultz, C. E., 2005, Sedimentary Serpentinites of the Ingalls Ophiolite Complex: Further Evidence of a Fracture Zone Setting. *Joint Meeting Pacific Section, AAPG & Cordilleran Section GSA April 29–May 1, 2005, San José, California*.

Pardo, G., 1953, Geologic exploration. Cuban Gulf Oil Company. *CNFG. La Habana. (ined.)*.

Piotrowska, K., 1978, Nappe Structure in the Sierra de Los Órganos, western Cuba. *Acta Geol. Polonica*, vol. 28, No 1. p 97-170.

Pszczółkowski, A., 1971, Jurassic, Cretaceous and Paleogene deposits of Sierra del Rosario (Cuba). *Bull. Acad. Polon. Sci., Ser. Sci. Terre*. V. 19; 249-259. Warszawa.

Pszczółkowski, A.; Piotrowska, K.; Mycznski, R.; Piotrowski, J.; Skupinski, A.; Grodzicki, J.; Danilewski, D. y Haczewski, G., 1975, Texto explicativo al mapa geológico a escala 1:250 000 de la provincia de Pinar del Río. *Brigada Cubano- Polaca, Inst. Geol. Paleont., Minist. Indust. Bas., La Habana (inédito)*.

Robertson A. H .F. (project co-ordinator); Accretionary Tectonics of the Late Mesozoic Thrust-Fold Belt of North-East Russia. *INTAS 96-1880 (June 1998 - May 2000) Russian Geoportal. Accretion Tectonics*.

Robertson, A. H. F., 2007, Evidence of continental breakup from the Newfoundland rifted margin (Ocean Drilling Program Leg 210): Lower Cretaceous seafloor formed by exhumation of subcontinental mantle lithosphere, and the transition to seafloor spreading. In *Tucholke, B.E., Sibuet, J.-C., and Klaus, A. (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 210: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1–69*.

Rutten, M. G., 1938, Geología de la parte Norte de la Provincia de Santa Clara, Cuba. *Boletín de Minas N° 16. Secretaría de Agricultura. La Habana*.

Şengör, A. M. C., 2003, The repeated rediscovery of mélanges and its implications for the possibility and the role of objective evidence in the scientific enterprise. In

Dilek, Y. and Newcomb, S. (edit), 2003, Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought. Geol. Soc. Of Ame. Especial Paper 373. 504 pp.

Steinmann, G., 1905, Geologische Beobachtungen in den Alpen, II. Die Schardtsche Ueberfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. *Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau*, v. 16, p. 18–67.

Steinmann, G., 1913, Über Tiefenabsätze des Oberjura im Apennin. *Geologische Rundschau*, v. 4, p. 572–575.

Vermunt L. W. J., 1937. Geology of the Province of Pinar del Río, Cuba. *Geogr. Geol. Mededeel, Utrecht, Phys. Geol. Reeks No. 13 pp 1-60, 3 lam. 2 map*.

Vuagnat, M., 1959, Preliminary Report on the investigation of ultramafic rocks in Cuba. *Comisión de Fomento Nacional para el mapa geológico de Cuba. La Habana. (Edit. for private circulation). Inst. Cubano de Cartografía y Geodesia. La Habana. 35 pags*.

Whitney Lewis, J., 1932, Geology of Cuba. *AAPG Bull. Vol.16. N.6*.

Wassall, H., Pardo, G., 1954, Geologic memorando HW-18. Seibabo-Santa Clara-Falcón areas. *Centro Nacional del Fondo Geológico. La Habana. Cuba (inédito)*.

Kohki Yoshida, Yasuhiro Iba, Shuichi Taki, Masaru Sugawara, Tatsuro Tsugane, Yoshinori Hikida, 2010, Deposition of serpentine-bearing conglomerate and its implications for Early Cretaceous tectonics in northern Japan. *Sedimentary Geology* 223, 1-14.

Grupo B. Complejos metamórficos de Cuba central.

Litoestratigrafía del macizo metamórfico Escambray. Volumen uno.

Humberto Álvarez-Sánchez (1)

1. Miramar Mining Corp. Panama Republic. Geólogo de las Expediciones Escambray. (geodoxo@gmail.com).

“Aquellos que no recuerdan el pasado están condenados a repetirlo” George Santayana.

1. INTRODUCCIÓN EXTENDIDA.

La presente obra pone a disposición de los investigadores de la geología de Cuba los resultados del levantamiento de los mapas geológicos de una vasta región de las provincias centrales, por equipos multidisciplinarios de geólogos y especialistas de Cuba y Checoslovaquia en dos sucesivas expediciones llamadas Escambray I y Escambray II. Se ha mantenido inédito, aunque disponible en su integridad, en la página Web Academia.edu, un repositorio de archivos accesible para todo público, con descargas actuales del primer volumen sobre unas 246 veces. El presente resumen también incluyen materiales de investigaciones conjuntas con el Instituto de Geología y Paleontología de la República, producto de investigaciones compartidas en la estratigrafía y estructura tectónica, que unificados, no existen como tal en la literatura cubana. La Revista Maya de Geociencias se ha brindado gentilmente a la publicación de la serie de los tres volúmenes en versiones resumidas.

Los trabajos de las Expediciones Escambray cubren dos etapas. La primera desde 1976 hasta 1981 y la segunda desde 1981 hasta finales de 1986. A causa de las complicaciones topográficas de una gran parte del territorio, fue indispensable una base permanente en el interior de las montañas del Escambray; dotada de las facilidades necesarias, inclusive laboratorios, talleres, naves de gabinetes y de habitación para sustentar un numeroso grupo de investigadores y técnicos, activos desde 1976 hasta finales de 1986.

El carácter del trabajo fue de naturaleza multidisciplinaria. El levantamiento de los mapas geológicos fue simultáneo con la cartografía geoquímica de las manifestaciones minerales y el procesamiento digital de la geofísica aérea y terrestre como base de conocimiento sobre los estratos profundos del territorio nacional. Se perforaron 114 pozos de cartografía y estructurales que totalizaron 7 kilómetros de intersección. A las tareas propias de regiones de alta complicación, se sumaron extensivos estudios del metamorfismo, petrología, petroquímica, edades absolutas, mineralogía y petrografía y se aplicaron métodos de microsonda, difracción y termometría; en gran parte realizados en laboratorios certificados de Checoslovaquia.

Un resultado muy especial; el Complejo Anfibolítico Mabujina, el más desconocido de los macizos metamórficos de Cuba, obtuvo un detallado mapa 1:50,000 con su estratigrafía litodémica; único que existe a esa escala. Y fue gracias a este largo, costoso y extraordinario esfuerzo que el territorio de Cuba central, cuenta con un enorme volumen de información; sin restar mérito a los trabajos anteriores a la época republicana ni a los numerosos trabajos temáticos publicados o inéditos en Cuba central. Sobre el Macizo Metamórfico Escambray, parte de la información se ha publicado por el Instituto de Geología de Cuba y la prensa científica de la Unión Soviética. Pero la información resultado de las expediciones de Cuba-Checoslovaquia (Stanik *et al.*, 1981; Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986; Lobik *et al.*, 1986; Zelenka *et al.*, 1990 y Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, *ined.*¹) permanece inédita. De modo que esta costosa base de información, con rareza es citada en la literatura internacional y aún en las publicaciones de la propia prensa científica nacional; mientras sus resultados descansaban en los archivos para fuente de datos fragmentarios. Durante los años críticos de 1992 a 1994; a causa de la disolución del CAME², el servicio geológico de Cuba quedó

¹ Este último un tema científico del Instituto de Geología y el servicio geológico de Cuba central.

² Consejo de Ayuda Mutua Económica de Europa del Este. (Совет экономической взаимопомощи).

profundamente deprimido y se detuvieron las cartografías regionales. Y, por esa época, finalizadas las campañas de levantamientos ejecutadas por Checoslovaquia-Cuba y el Instituto de Geología y Paleontología de Cuba, comienzan a conocerse publicaciones dedicadas a Cuba central y sus macizos metamórficos meridionales; en su mayoría destinados al Escambray y Macizo Anfibolítico Mabujina. De este modo se inaugura un nuevo ciclo de indagaciones, ahora por cuenta de instituciones académicas europeas y estudiantes tesisistas. Un brusco cambio, de potencia de investigación geológica a fuente para publicaciones académicas. Este proceso fue incrementándose y mientras los recursos de todo tipo decaían, las publicaciones de los nuevos descubridores aumentaban. Fue creándose un nuevo relato de la geología cubana a través de su externalización. Revistas sin hábito de contar con escritos sobre un territorio callado durante tanto tiempo, comenzaron a recibirlos de autores extranjeros y de rareza una que otra de algún “guru” nacional. Una extraña situación para un país con una desarrollada base de ciencias de la tierra, que apenas terminaba de ejecutar decenios de millonarias investigaciones.

La mayoría de los trabajos que refiero, exhibían particularidades comunes bastante llamativas. Entre ellas la mención habitual de características geológicas ya reportadas en el pasado; redactadas en término de novedades y sin las citas correspondientes de las expediciones locales. Además la formulación de conclusiones, basadas en observaciones parciales de localidades minúsculas del Escambray y el muestreo de sitios predilectos; convertidos en argumentos para modelos geotectónicos, no solo aplicados a la geología de Cuba sino extensivos a la totalidad del Caribe. Una especie de *Weltanschauung* geológica compartida de forma tan insistente y categórica que los transformó más en manifiestos de opinión sobre la geología de tan vasto territorio, que en contribuciones soportadas por las evidencias. El Escambray es un dominio de una gran complicación interna. Existen algunas regularidades conocidas de su constitución, pero la mayoría de sus rasgos estructurales profundos distan de una aclaración suficiente y se encuentran muy supeditadas al procesamiento de los campos físicos. Ningún pozo estructural practicado en el macizo supera los 500 m de profundidad. Ninguna evidencia de rocas de su basamento se ha descubierto en su superficie, de modo que solo disponemos de hipótesis sobre la estructura y génesis de las decenas de kilómetros que yacen en su substrato que podríamos llamar, provisionalmente, su “basamento” o “zócalo”. Y tal situación insuficiente del conocimiento general para la totalidad del espacio geológico implicado, no ha impedido las más diversas reconstrucciones geotectónicas. El alto grado de desconocimiento, que debía producir una gran moderación en las interpretaciones, al contrario, es el origen de toda clase de especulaciones. En la actualidad, definir al Escambray como “una pila de mantos tectónicos”, algunos lo publican como si se tratara de una vuelta de página en esta región y como si tal interpretación fuera alguna novedad. Desde la primera conjetura sobre mantos tectónicos (Thiadens, 1937) y posteriores (Millán y Somin, 1976; Millán y Somin, 1981; Stanik *et al.*, 1981; Millán y Somin, 1985 a, b; Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986; Millán y Álvarez-Sánchez, 1992 y otros); lo cierto es que una tectónica tangencial de mantos se ha identificado como modelo viable en el Escambray, por lo menos desde hace 40 años.

No obstante; a pesar de que pensamos con cierta subjetiva seguridad y algunas pruebas locales, que tal es el estilo tectónico básico del macizo; un mapa con los contactos físicos de superposición, la sección vertical de los nappes expresada en perfiles a escala, la descripción de sus movimientos relativos y pruebas de su total ruptura con sus raíces y, por tanto, de su aloctonía; no se dispone acompañado de las pruebas fehacientes. Sin embargo, zonas delimitadas en superficie por parámetros P-T, extremadamente generalizados, son definidas de costumbre como nappes; a pesar de que las zonas metamórficas ni son intrínsecamente nappes ni contienen cualquier número de nappes,

Hemos llegado hasta el punto, en que después de 30 años, de construcción laboriosa de una estratigrafía de base litoestratigráfica del Escambray en unidades cartografiadas por sus características distintivas y su correlación científica respecto a macizos de referencia; hoy podemos ver construcciones, basadas en amasijos de rocas, reunidas en unidades, delimitadas por grado metamórfico; como si la existencia de la estratigrafía fuera inexistente y así retrocedemos decenios al año 1976 cuando el Escambray fue definido simplemente como “el complejo carbonatado-terrágeno”.

De modo que creer que el conocimiento geológico del Escambray se encuentra en un grado muy próximo a su acabado final y que solo restan algunos puntos y tramos geológicos por aclarar, es pura especulación quimérica. Las tareas nacionales de la geología cubana respecto al Escambray que necesitamos resolver son varias y muy importantes. Y una muy escasa cantidad de ellas, poca o ninguna relación tienen con la Placa Farallón o con los sufrimientos de *Pangaea* durante su trabajo de parto del Caribe.

2. ESTUDIOS DE LA ESTRATIGRAFÍA DEL ESCAMBRAY.

La estratigrafía ahora conocida del Escambray comienza a construirse despuntando los años 70 y la investigación de campo concluye en 1992, a causa de eventos ocurridos en esa época. Durante ese periodo, las investigaciones avanzaron, de forma simultánea e independiente,³ por el Instituto de Geología y Paleontología de la Academia de Ciencias de Cuba (Millán y Somin, 1976; Somin y Millán, 1977; Millán y Myczynski, 1979; Millán y Somin, 1981; Millán y Pszczółkowski, 1982; Millán y Somin, 1985 a, b; Millán y Álvarez Sánchez, 1992) y la Empresa de Villa Clara del servicio geológico de Cuba; a través de trabajos regionales de prospección de metales (*e. g.* Maximov *et al.*, 1968; Pavlov, 1970) y dos expediciones checoeslovaco-cubanas (Stanik *et al.*, 1981; Dublan y Álvarez Sánchez *et al.*, 1986).

Aunque puede decirse que se obtuvo un indiscutible avance en el conocimiento estratigráfico del Escambray; el trabajo no ha concluido. Las insuficiencias en el conocimiento estratigráfico del Escambray permanecen como principales desventajas en la construcción de una imagen avanzada de su paleogeografía y estructura tectónica. Una descripción estratigráfica detallada que sintetice la información existente; con el mayor énfasis puesto en la correlación con los macizos equivalentes de otras regiones de Cuba, se ha hecho indispensable, con el fin de establecer una base ordenada de conocimiento. Entre otros beneficios, probablemente permitirá modificar o quizás refutar las imágenes supermovilistas, últimamente apoderadas de la literatura, con marcada tendencia de convertirse en paradigmas sin discusión ni crítica. O también es posible que confirme estas interpretaciones mediante proporcionar argumentos sobre bases de bases de mayor solidez. Solo el tiempo lo dirá.

La estratigrafía del Escambray se compara con la de la Sierra de Los Órganos de la Cordillera de Guaniguanico de Cuba occidental. El concepto primero se apoyó en las comparaciones entre los mármoles del Escambray con las Formaciones calcáreas Jagua (Palmer, 1945) y Grupo Viñales (Pszczółkowski, 1978) del Oxfordiano a Kimmeridgiano de la Sierra de Los Órganos y los metaterrígenos de la base con la Formación San Cayetano (De Golyer, 1918) de edad Jurásico Inferior hasta Oxfordiano.

Es a Thiadens (1937) a quien parece deberse la primera argumentación de la correlación entre Escambray y Guaniguanico⁴, al comparar la "Series of Crystalline Schists", con la Formación San Andrés de la Sierra de Los Órganos (Vermunt, 1937), ya por esa época de edad jurásica establecida por el hallazgo de ammonites y *Aptychus* (Fernández de Castro, 1884; Torre y Huerta, 1909, 1910; De Golyer, 1918; Brown y O'Connell, 1922; Dickerson y Butt, 1935). A esta opinión fueron sumándose Butterlin (1956); Hill (1959); Furrázola-Bermúdez *et al.* (1964); Millán y Somin (1969); Millán y Myczynski (1978); Stanik *et al.*, (1981); Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, (1986) y otros; de modo que es habitual encontrar en varios escritos sobre geología de Cuba menciones sobre el **paralelo Cordillera de Guaniguanico de Cuba** occidental y Macizo Metamórfico Escambray; paralelo que se extiende a los complejos metamórficos de Cuba occidental; Pinos en la Isla de la Juventud y Cangre en las faldas meridionales de la Sierra de Los Órganos. Fundamentar esta correlación y conducirla al estado de una comparación sistemática es una tarea pendiente. Desde la primera noción expresada por Thiadens, nunca ha superado el nivel de menciones aisladas y ocasionales. Ningún trabajo sistemático se ha desarrollado al respecto en la literatura cubana. Tal estudio extremadamente necesario, no solo de correlación sino de comparación detallada, jamás se ha realizado.

Es muy probable la coexistencia en el Escambray de dominios estratigráfico-faciales diferentes y futuros estudios, basados en un mejor conocimiento de su diversidad litológica y un desciframiento más detallado de la gran pérdida de espacio por empaquetamiento de las estructuras; quizá revelen la superposición de diferentes provincias faciales, probablemente transicionales, cuyas relaciones intermedias en el inicio fueron rotas por riftogénesis y más tarde por la tectónica tangencial: Un dominio muy similar al de la Sierra de los Órganos y otro más parecido al de la Sierra del Rosario.

En efecto. El orden tripartito de la columna estratigráfica del Escambray, aún con el imperfecto conocimiento de su estratigrafía, equivale a la también tripartita columna de la Sierra de Los Órganos, mucho mejor conocida. Mientras, otro arreglo estratigráfico del Escambray parece corresponder al de la Sierra del Rosario, con una mayor participación de rocas ígneas y facies siliciclásticas de mar profundo. La exposición sistemática de las pruebas, que ilustren la historia sedimentaria común, la identidad de los ambientes de deposición y la conexión de los eventos magmáticos,

³ Solo a finales de 1990 fue que se realizó un convenio entre ambas instituciones para realizar estudios temáticos en el Escambray (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, inédito).

⁴ Sería interesante para la historia de la estratigrafía, conocer la causa de porque en fechas posteriores nunca le fuera debidamente reconocida a Thiadens esta acertada conjetura, excepto explícitamente por Hill (1957).

metamórficos y tectónicos que afectan a los dominios Pinos, Cangre, Guaniguanico y Escambray; influirían determinadamente en la construcción de los modelos de desarrollo geológico de Cuba, que proliferan en la literatura.

2.1. Las unidades litoestratigráficas se confunden con facilidad.

Voy a referirme a dificultades en el reconocimiento de formaciones en el Escambray, que explican, errores que se cometen o se pueden cometer en el próximo futuro. Nunca las he visto comentadas excepto por Stanik (*et al.*, 1981), como factores negativos en la observación; ya sea porque mencionarlas se cree que no forman parte de la ciencia o los investigadores creerse que se pueden ignorar sus consecuencias. Por mi parte no tengo inconvenientes en comentarlas y cada cual saque sus propias conclusiones.

Con exclusión de mármoles, y rocas resistentes, carreteras y senderos, ángulos fuertes y sectores desforestados; sobre el 50% del Escambray, aflora mal. Quizá más. La vegetación es densa y los suelos profundos (**Figura 1**). Hay sectores de cuevas muy pendientes y resbaladizas y proliferan las plantas urticantes y espinosas. La Loma de Los Guaos⁵ no se llama así por causa del estro poético campesino. La meteorización induce notables diferencias en los afloramientos, tanto cuando la erosión es profunda, o viceversa (**Figura 2**). No es infrecuente para visitantes ocasionales creer que están ante algo, en realidad diferente de lo que suponen estar viendo. La identificación de unidades litoestratigráficas, requiere del observador familiarizarse durante varios días en el campo, sin importar para nada la calificación de cada cual.



Figura.1. Vista de un sector del Escambray en San Blas. Apréciase la tupida vegetación tropical en una zona muy representativa de esta región. Exceptuando los mármoles visibles, el afloramiento es casi igual a cero.

Los mapas geológicos, aún en la actualidad y por causa de lo arriba comentado, contienen muchos posibles errores. Contactos dudosos, fronteras metamórficas extrapoladas, extensión supuesta de cuerpos rocosos. Muchas fronteras se trazaron, o por métodos pedestres en zonas sin afloramiento, o por contrastes geofísicos, incluso por anomalías geoquímicas y, a menudo, con fotos pancromáticas que en el Escambray producen muchos límites ópticamente falsos. Los procedimientos a menudo obviaron las diferencias entre "cosa comprobada y cosa supuesta". De modo

⁵ El Guao, es una planta muy tóxica que produce dermatitis si entra en contacto con la piel. Esta planta se caracteriza por segregar una savia lechosa altamente cáustica para piel y mucosas. Se reportan casos de personas afectadas severamente por el solo hecho de pasar cerca de la planta, al alcance de las emanaciones que emite la savia al evaporarse bajo el calor tropical (Roig y Mesa, J. T.: Diccionario botánico de nombres vulgares cubanos). (Nota del Autor).

que formular conclusiones sobre esta región, permaneciendo en el lugar solo horas, o itinerarios seguidos a toda prisa, para tomar muestras de representatividad dudosa, en unidades que no se conocen ni se tiene la seguridad de que sean tales; es lícito ponerlas en duda.



Figura.2. Terraplén en la región de El Nicho, Cúpula de Trinidad. Pendientes suaves con profunda corteza de meteorización a partir de esquistos metaterrígenos de la Formación La Chispa.

Cierta cantidad de las formaciones del Escambray comparten tipos litológicos dentro de sus secciones, por ejemplo, metasilicitas; mientras que, al contrario, secciones subordinadas de tipos de rocas contenidas dentro de dichas secciones pueden resultar, en otros cortes, formaciones independientes. En casi todas las secciones rocosas, incluso en los mármoles, existen cuerpos pequeños y mal aflorados, de metabasitas y rocas cristalinas, elegidas casi siempre para el estudio de grados metamórficos y edades absolutas y polarizan la atención, con el riesgo de equivocar su pertenencia o asociación con cierto elemento mayor. Aún tratándose de cuerpos grandes se han cometido errores, sin excluir los geólogos residentes.

Algunos ejemplos: Las Fms. La Sabina y El Tambor (metasilicitas, metaflysch, esquistos verdes, etc.), se cartografiaron como la "Fm. Sopapo" o por la Fm. Yaguanabo (Stanik *et al.*, 1981) o por la Fm. Naranjo (Millán y Somin, 1981). Los Esquistos verdes Felicidad se cartografiaron como la Fm. Yaguanabo en varias ocasiones por Stanik *et al.*, *ibid.*), y la Fm. Yaguanabo como los Esquistos verdes Felicidad por Millán y Somin, antes de 1981. Las serpentinitas son protagonistas frecuentes en el problema. Enmascaran viejas fallas reconfiguradas por presión. A menudo afloran integradas a cuerpos de protolito volcánico de litología próxima a la ultramáfica y como parte de mélanges. Según Hill (1957), MacDonald (1977, *ined.*), Stanik *et al.*, *ibid.*; Soucek y Álvarez-Sánchez (en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986, *ined.*) existen cuerpos de serpentinitas con diferentes relaciones tectónicas y por lo menos 3 clases suficientemente diferentes de serpentinitas. Sin embargo y como un ejemplo típico; Auzende *et al.*, (2002) y Hattori y Guillot (2007) llegan a grandes conclusiones sobre el Escambray, basándose en 3-4 muestras de la parte N y SW de ambas cúpulas (v. *et.* Figura 2a en Auzende *et al.*, 2002 y Figura 1c, en Hattori y Guillot, 2007). Es seguro que tres de las muestras provienen del mélange antigorítico Los Guapos (Álvarez-Sánchez en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986) con facoides de esquistos cristalinos y eclogitas exclusivas de ese mélange cuyo origen es incierto. Las serpentinitas de la Loma de Los Guapos, en la parte Norte de la cúpula occidental, no son representativas universales de las serpentinitas del Escambray. ¿Cuál clase de serpentinitas de origen previamente conocido, homogéneas y representativas del Escambray tomaron como muestras estos autores?

2.2. Litoestratigrafía y metamorfismo.

El examen de la estratigrafía del Escambray revela al metamorfismo como factor de gran influencia para distinguir formaciones. Hay que decir que desigualdades de recrystalización de unidades pariguales sin cambios radicales, no convierte a las unidades litoestratigráficas en necesariamente diferentes. Cambios no sustanciales en el grado de recrystalización observados en localidades distintas no es suficiente fundamento para denominar con nombres diferentes a una misma formación. Los parámetros T-P; determinados en muestras puntuales, de rocas espaciales y singulares, no son factores suficientes para diferenciar formaciones. Tampoco se necesita nombrar formaciones diferentes⁶, cuando ocurren cuerpos rocosos en unidades tectónicas separadas, pero con perfiles estratigráfico-faciales comunes y grados metamórficos poco contrastantes que no impiden su correlación comparativa y cartografía práctica. Solo la transformación avanzada, hasta donde no sea posible asociar afloramientos a una litoestratigrafía de referencia, puede justificar el tratamiento en otra categoría (*e. g.* litodemas).

Sería una situación diferente si una formación alcanza un grado metamórfico superior (*e.g.* gneisificación; anatexia, metasomatosis profunda) y como resultado se borran los elementos que permiten reconocer sus protolitos y sus rasgos sedimentarios o ígneos (como bien se sabe, se conservan, a veces, hasta el nivel de detalle en el Escambray); o sufriera un grado extremo de deformación tectónica, trituración, obliteración de las estructuras que eliminaran las relaciones primarias de yacencia y su misma naturaleza.

Este problema, que se observa en el Escambray, pero que no le es privativo; puede llamarse "**magnificación del papel del metamorfismo**". Si una formación se define por su litología propia y en otro caso por su grado metamórfico, aunque los protolitos sean comunes, las relaciones idénticas y sus diferencias metamórficas no determinantes, puede conducir a interpretaciones infundadas o arbitrarias de la geología. Esto no significa que los grados metamórficos de las rocas no son importantes en la estratigrafía. Pero las relaciones entre metamorfismo y estratigrafía en la representación cartográfica de una región deben guardar un delicado equilibrio; ya que la relación entre estratigrafía y tectónica, como sistema de ordenamiento de la realidad geológica, es la base de nuestra comprensión y el vehículo de comunicación entre los geólogos.

Los mapas geológicos, basados en cartografía de formaciones litoestratigráficas, se levantan en cumplimiento de reglas definidas bastante férreas, que de no cumplirse pueden conducir a un desorden ininteligible, a la incoherencia y ambigüedad. Sin contar con una estratigrafía en escala apropiada y cartas geológicas geométricamente correctas; no hay modelo tectónico confiable que pueda construirse (Álvarez-Sánchez y Bernal, 2015, *ined.*). Ignorar la estratigrafía en la solución de tectónica de nappes, es puro error y equivale a renunciar a establecer una historia coherente y geológicamente aceptable de un territorio. Tanto más cuando se trata de una región de mantos tectónicos, compuestos por formaciones litoestratigráficas específicas.

Se conocen macizos metamórficos, pertenecientes a complejos antiguos, de alto grado metamórfico. En ellos las secuencias originales sufrieron una profunda transformación y homogeneización, con la pérdida de gran parte de sus características iniciales. En el Escambray, con su grado metamórfico bajo y su estratigrafía de margen continental sedimentario-vulcanógeno; estas situaciones son verdaderamente excepcionales, muy locales y restringidas a ciertas zonas de mélange de alta presión.

Un ejemplo del uso apropiado y aplicación razonable de las reglas de cartografía en terrenos⁷ metamórficos en Cuba es el siguiente: Las Formaciones Jagua y Guasasa (Oxfordiano-Kimmeridgiano) de la Unidad Mestanza (Piotrowska, 1972, 1978), en la Faja Cangre (Millán y Somin, 1976; Somin y Millán, 1981; Millán, 1988) metamórfica⁸ del borde meridional de la Sierra de Los Órganos de Cuba occidental; están fuertemente reducidas de potencia. Las micritas oscuras recrystalizadas se han convertido en mármoles sericíticos, moscovíticos, localmente fétidos y azufrosos,

⁶ La naturaleza metamórfica o ígnea de una unidad de rocas, no es obstáculo para que sea denominada como una formación litoestratigráfica, en tanto se encuentre en conformidad con la Ley de Superposición (Artículo 22; NASC, 1983). Las formaciones constituidas por rocas metamórficas de bajo grado (definidas a propósito como rocas en las cuales las estructuras primarias son claramente reconocibles) son, iguales que las formaciones sedimentarias, diferenciadas principalmente por sus características líticas. Las facies minerales pueden cambiar de un lugar a otro, pero estas variaciones no requieren de la definición de una nueva formación. Las rocas metamórficas de alto grado, cuya relación con las formaciones establecidas **no esté clara**, se consideran como unidades litodémicas (ver Artículos 31 y siguientes). (Inciso h; Artículo 24. Formación. NASC). Artículo 23. Formación. 23.8. Si las facies minerales cambian lateralmente de un lugar a otro, esto no significa que se tenga que definir una nueva formación. (Código cubano de estratigrafía).

⁷ En mi trabajo, la palabra **terreno** significa extensión, superficie, área o región. No tiene significado geológico alguno, a menos que lo indique (Nota del Autor).

⁸ En realidad, la Unidad Mestanza carece de un estudio completo sobre el grado metamórfico de sus componentes. Se ha prestado mucha atención a las rocas verdes de la Formación Arroyo Cangre, donde se han determinado glaucofana y pumpelleita como parámetros de alta presión, pero no así en las rocas carbonatadas. (Nota del Autor).

grafíticos (Truitt y Brönnimann, 1955, *ined.*; Álvarez-Sánchez 1972, *ined.*, Pszczółkowski, 1985). La Fm. Jagua contiene finas intercalaciones de rocas volcánicas básicas (metabasitas, tufitas cataclásticas) (Piotrowski, 1977, 1987). Situación similar presentan las Formaciones Ancón y Manacas (Paleoceno-Eoceno Inferior) en la Unidad Mestanza de la Faja Cangre, cuyos estratos, se presentan convertidos en calizas sericíticas cristalinas foliadas y esquistos metaterrígenos fuertemente aplastados (Pszczółkowski, *ibid.*). Estos rasgos metamórficos en las rocas de la Unidad Mestanza y el hecho de encontrarse tectónicamente separadas de las unidades de la Sierra de Los Órganos, no ha provocado que las Formaciones Jagua, Guasasa, Ancón y Manacas de la Unidad Mestanza, se consideren otras formaciones diferentes de sus homólogos frescos en la Sierra de Los Órganos. La Fm. Arroyo Cangre (Piotrowski, 1977), equivalente de la Fm. San Cayetano (De Golyer, 1918) en la Faja Metamórfica Cangre; se diferencia de la Fm. San Cayetano misma, solo por algunas evidencias de actividad volcánica y su metamorfismo de alta presión, no comparable con el grado incipiente de recristalización de su equivalente. Quizá fueron estas las razones para nombrar a “San Cayetano” como “Arroyo Cangre”. Sin embargo, acaso no suficientes sino por causa de evitar los numerosos equívocos futuros en la literatura y en lo cotidiano, por la constante necesidad de especificar a cual “**San Cayetano**” se estaría aludiendo. Algo similar a evitar que “**Faja Metamórfica Cangre**” no se llame también “**Sierra de Los Órganos**”; a pesar de que la columna estratigráfica de la primera es prácticamente y punto por punto la misma que la segunda.

2.3. Nomenclatura.

En la descripción de formaciones, sigo el Código Estratigráfico Norteamericano (Edición de 2010). El Léxico Estratigráfico Cubano⁹ (1992) contiene un esquema descriptivo¹⁰, al que hice algunos cambios en mi trabajo. En la descripción incluyo datos geoquímicos, petrológicos y tectónicos. A cuyo tenor la estratigrafía podría extenderse algo más allá de sus propósitos básicos y deslizarse hacia otros campos. En el Código Estratigráfico Norteamericano de 1983¹¹ las categorías litoestratigráficas no cambiaron pero sí las litodémicas (Tablas II y II a.). “Suite” y “litodema” fueron términos empleados en 1983. Sin embargo el término “*Suite*” se abandonó en el código 2010, por “Ensamble” con acepciones muy distantes de la estratigrafía (Diccionario Espasa-Calpe, 2005) y se desconoce en la geología de Cuba. Las unidades descritas a continuación bajo el concepto de litodemas contienen mucha discusión sobre ambigüedades que a veces se mantienen, hasta tanto se obtenga una solución aceptable para todos.

2.3.1. Unidades litodémicas.

La categoría estratigráfica de litodemas (American Stratigraphic Code, 1983), se aplica por primera vez en Cuba por Mlcoch y Álvarez-Sánchez (en Dublan y Álvarez-Sánchez, *et al.*, 1986), para establecer la estratigrafía del Complejo Anfibolítico Mabujina. El término reaparece en un trabajo en la Cúpula de Trinidad, (Despaigne, 2009, *ined.*) donde se llamó “litodemas” a todas las formaciones definidas por Millán y Álvarez-Sánchez¹² (1992, *ined.*). El siguiente intento es de Iturralde-Vinent (2011 y 2012)¹³, para quien todas las unidades estratigráficas del Escambray son litodemas, complicando aun más la situación (Álvarez-Sánchez *et al.*, 2015). Desde mi punto de vista, la mayor parte de las unidades estratigráficas del Escambray son formaciones. Los rasgos que definen a un litodema, las condiciones formales a cumplir y las diferencias críticas existentes con una formación, se describen con claridad en el Código Estratigráfico Norteamericano. Formaciones o litodemas, son las categorías a emplear ante la realidad del metamorfismo. No obstante, ambas categorías llevan implícito el cumplimiento de requisitos. La simple mención de un nombre estratigráfico aplicado a una unidad de rocas, no la coloca ni como formación ni como litodema. Frente

⁹ Léxico Estratigráfico de Cuba 1992". Autores: Guillermo L Franco Álvarez y otros. ISBN 978-959-7117-35-3 Editorial: Centro de Nacional de Información Geológica, La Habana, 2011.

¹⁰ Autor. Referencia original. Unidad principal. Subdivisiones. Redescpciones. Origen del nombre. Sinonimias. Área tipo. Holoestratotipo y otros estratotipos. Coordenadas. Distribución geográfica. Litología diagnóstica. Relaciones estratigráficas. Fósiles índices. Edad, Ambiente de sedimentación, Espesor, Correlaciones.

¹¹ The American Association of Petroleum Geologists Bulletin Volume 67, Number 5 (May, 1983), p. 841-875, 11 Figures, 2 Tables.

¹² Ni Millán y Somin (1985ab), ni Millán y Álvarez-Sánchez (1992), ni Millán (1997), utilizaron este término durante su trabajo en el Escambray o en la región de La Sierrita. (Nota del autor).

¹³ En el primer compendio de **Iturralde-Vinent** (2011), en la sección titulada “Estratigrafía del Terreno Escambray”; 17 unidades de roca descritas originalmente como formaciones litoestratigráficas se han llamado “litodemas” y en la segunda edición (Iturralde-Vinent, 2012), nuevamente tenemos 18 unidades, nuevamente colocadas arbitrariamente en esta categoría; esta vez con la suma de la Formación El Tambor (de Millán, *et al.*,; en Millán y Somin, 1985 a). (Nota del Autor).

a estas alternativas lo mejor es presentar los hechos conocidos y establecer un juicio ponderado; de modo que cada estudiante del Escambray tome sus propias decisiones sobre lo que entiende en cada caso.

Tabla. I. Categorías y rangos de las unidades. Código Estratigráfico Norteamericano (1983; Tabla 2).

Lithostratigraphic	Lithodemic	
Supergroup	Supersuite	Complex
Group	Suite	
Formation	Lithodeme	
Member		
Bed (s)		

Tabla.Ia. Categorías y rangos de las unidades. Código Estratigráfico Norteamericano (2010; Tabla 2).

Litoestratigráfica	Litodémica	
Supergrupo	Superensamble	Complejo
Grupo	Ensamble	
Formación	Litodema	
Miembro		
Estrato (s)		

3. DATOS GEOGRÁFICOS DEL ESCAMBRAY.

El Macizo Metamórfico Escambray¹⁴ (en geografía Macizo de Guamuhaya) es la principal cordillera de Cuba central, dentro las provincias: Cienfuegos; Sancti Spiritus y Villa Clara (**Figura 3**) y el tercer sistema montañoso más importante de Cuba y un paisaje notorio por extensos bosques, clima templado y diversidad morfológica. Además, sin duda, la región de mayor complejidad geológica de la República de Cuba y quizá del total del ámbito Caribe-Antillano. En el relieve actual el macizo se divide en dos sistemas denominados Alturas de Trinidad al occidente y Alturas de Sancti Spiritus al oriente (**Figura 4**), nombres derivados de ciudades importantes de su perímetro. El Río Agabama, de valle antecedente con cabeceras en la provincia norteña de Villa Clara, divide al grupo montañoso a través de un estrecho cauce que disecciona los sedimentos de la Cuenca de Trinidad entre ambas sistemas de elevaciones, para desembocar en la ensenada de Manatí en la costa del Caribe.

Al parecer fue Thiadens (1937) el primero que empleó los términos “cúpula” y “domo” para referirse a estas montañas. Estos apelativos se adoptaron como nombres propios según se conocen hoy, como Cúpula de Trinidad y Cúpula de Sancti Spiritus. En efecto, la primera característica de estas notables elevaciones consiste en su configuración concéntrica y ya es un tópico de la literatura geológica sobre Cuba, llamar a estas elevaciones indistintamente como domos. La cúpula occidental dobla en extensión a la oriental y tiene un contorno toscamente elíptico mientras que la oriental es aproximadamente circular y semeja una verdadera cúpula, aunque no lo sea en realidad.

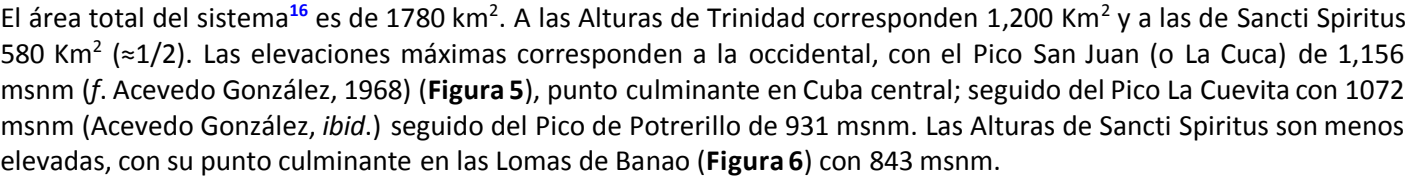
Si bien las estructuras en el borde occidental de la Cúpula de Trinidad muestran una clara trayectoria curvada hacia su borde, su extremo oriental muestra proyecciones con una alineación abierta hacia la cúpula oriental; entre ellas un angosto puente estructural densamente fracturado en una tectónica de marquetería¹⁵ de bloques-falla, parcialmente cubierto por los sedimentos de la Cuenca de Trinidad, que así queda dividida en dos subcuencas.

Si se traza un contorno ceñido al borde tectónico septentrional de la Cúpula de Trinidad y se prolonga hacia la oriental Cúpula de Sancti Spiritus, se puede apreciar, en esta última, un claro desplazamiento al Norte. Este rasgo no es producto fortuito e intrascendente; sino un hecho geológico significativo que se discute en este trabajo.

¹⁴ Esta denominación se afirmó sobre los años sesenta del siglo pasado relacionada con la confusión de nombres de comarcas en el marco de acontecimientos históricos. Aunque el nombre geográfico correcto de estas montañas es Guamuhaya, el toponímico Escambray se emplea en la literatura geológica nacional, internacional e inédita. Guamuhaya es nombre indígena del arahuaco. Al parecer fue registrado en los mapas de la isla en 1873 por el geógrafo José María de la Torre como Grupo Guamuhaya. A pesar de que la Comisión Nacional de Nombres Geográficos de Cuba acepta el nombre de "Guamuhaya", Escambray se ha afianzado en la literatura, hecho que determina su inevitable uso. Por esta razón emplearé este término, o ambos, según el caso. (Nota del autor).

¹⁵ Sperrholztechnik.

revelan cuerpos geológicos inferiores; tal como puede apreciarse en algunas ventanas tectónicas. Las fallas postmetamórficas o rejuvenecidas, tanto radiales como concéntricas, prácticamente no influyen en la posición de las estructuras, aunque sí en la orientación de valles fluviales. Este hecho sugiere la edad relativamente joven de gran parte de estas fallas o la activación probablemente en pulsos de otras algo más antiguas que, en parte, reflejan el levantamiento del Escambray; etapa póstuma de su formación en tiempos geológicos relativamente recientes y acontecimiento final en la evolución de este macizo metamórfico.



El eje largo de las Alturas de Trinidad, medido desde Las Moscas al Oeste hasta el poblado de Meyer en el Valle del Agabama es de ± 53 km; mientras su eje corto en la transversal por la zona central es de ± 31 km (razón de $1.71 > 1$). Mientras, los ejes de las Alturas de Sancti Spiritus desde Meyer hasta el Cacahual (W-E) y desde la Hermita hasta el Pedrero (S-N) alcanzan ± 25 km y ± 23 Km ($1.08 \approx 1$), respectivamente. El eje E-W máximo es de ± 80 km. Para comparación; ± 166 km de la Cordillera de Guaniguanico y ± 200 km de la Sierra Maestra de Cuba oriental (la cordillera volcánica).

An aerial photograph of a vast, mountainous landscape. The foreground and middle ground are covered in dense, vibrant green forest. Several small, cleared areas of brownish-yellow earth are visible, likely for agriculture or logging. In the background, a range of dark, forested mountains stretches across the horizon. A small, white, cross-like structure is visible on the highest peak of the central mountain range. The sky is bright and slightly hazy.

Tales contrastes morfológicos dependen de los cambios litológicos y del grado variable de consolidación de las zonas metamórficas. También reflejan fronteras tectónicas, sistemas de pliegue, fallas regionales, y, en algunos casos,

¹⁶ Existen varias cifras contradictorias sobre el área del Escambray en diversas fuentes. Las presentadas aquí son las cifras oficiales de la Expedición Escambray I (Cuba-Checoslovaquia; de 1981). (Nota del Autor).



Figura.6. Vista desde el Sur de las Alturas Sancti Spiritus. Lomas de Banao.

4. ESTRUCTURAS CIRCUNDANTES.

Varias estructuras importantes rodean al Escambray (**Figura 7**). El Complejo Mabujina y el Arco Volcánico de Zaza son parte en la estructura del Escambray. Lo rodean y se le superponen. Las cuencas de Cabaiguán, Cienfuegos y Central forman un recuadro externo orientado por fallas, mientras la Cuenca de Trinidad yace entre las cúpulas, es la única que descansa sobre el Escambray. Aunque descripciones detalladas de la geología de estos complejos regionales no forma parte de este trabajo, es de utilidad disponer de alguna breve información al respecto ya que forman su marco geológico.

4.1. Complejo Anfibolítico Mabujina y Arco Volcánico de Zaza.

El Complejo Anfibolítico Mabujina rodea al Escambray con su afloramiento más extenso al Norte de la Cúpula Trinidad. También se conocen afloramientos en el valle profundo del Río Agabama; al sur de Yaguanabo (cúpula occidental) y al sur de Banao (cúpula oriental). Su contacto con el Escambray es tectónico, muy brusco y sin transiciones. Con el Arco Volcánico de Zaza (AVZ) el contacto es tanto intrusivo (Kantchev *et al.*, 1974; Maximov *et al.*, 1968; Pavlov, 1970) como tectónico (Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986). Su metamorfismo de alta relación T/P contrasta con el Escambray de condiciones inversas. La potencia del complejo es considerable: Más de 2,000 m (Shervakova *et al.* 1974); 3,500 a 4,000 m al norte del Escambray (Mlcoch, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986). Las anfibolitas y los cuerpos ácidos estrechamente relacionados con las anfibolitas fueron agrupados en dos Suites¹⁷ (Mlcoch y Álvarez-Sánchez, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986). La Suite Anfibolítica Mabujina¹⁸ (SAM) y la Suite Intrusiva Manicaragua (SIM) (**Figura 8**). De ellas fue separada la Fm. Porvenir (Mlcoch y Álvarez-Sánchez, *ibid.*) de esquistos verdes metavulcanógenos, perteneciente con gran probabilidad a la Zona Zaza.

La Suite Anfibolítica Mabujina agrupa los protolitos de lavas básicas (**Figuras 9**) y algunos derivados de tobas (**Figura 10**) y sedimentos. Consta de los litodemas: Anfibolitas Hanabanilla. Gabroanfibilas y Metadioritas Jicaya y Gabros y Peridotitas La Lima y se encuentra dividida en franjas alargadas con dirección NW-SE por las intrusiones de plagiogranitos y de cuarzdioritas de la Suite Intrusiva Manicaragua.

Esta última dividida en los Litodemas: Cuarzdioritas El Quirro; Plagiogranitos Piedras y Granodioritas Cumanayagua. Las anfibolitas se consideran como el fundamento metamorfozado del Arco Volcánico de Zaza, causado por el

¹⁷ Según North American Stratigraphic Code, 1983.

¹⁸ El nombre "Mabujina" se deriva del Río Mabujina, que atraviesa la faja metamórfica de Norte a Sur en su parte oriental. El Complejo Anfibolítico Mabujina fue llamado "Complejo Anfibolítico" por Maximov (1968), Boyanov *et al.*, 1975 y Kantchev *et al.* 1978. Mlcoch (en Stanik, *et al.*, 1981) nombró a las anfibolitas e intrusiones ácidas "Zona Estructuro Facial Manicaragua". Millán y Somin (1981) cambiaron el nombre por "Complejo Anfibolítico de Mabujina".

termalismo de las intrusiones ácidas del arco (Somin y Millán, 1979 y otros trabajos sucesivos) y por Mlcoch (en Stanik *et al.*, 1981), Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1981, y otros.

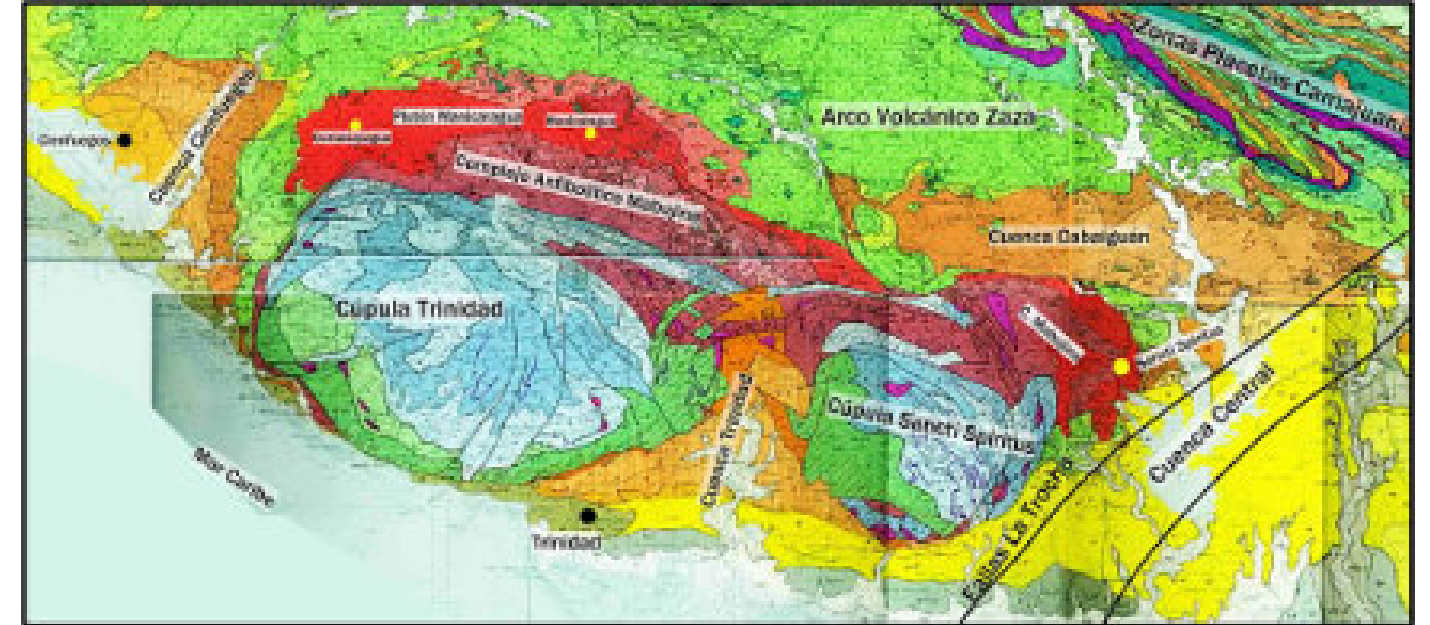


Figura.7. Estructuras del marco geológico del Escambray en el Mapa Geológico de Pushcharovski *et al.*, 1988.

Su edad se supuso muy antigua (Precámbrico o Paleozoico) o no muy diferente a la base del arco Zaza. Mlcoch (en Stanik *et al.*, 1981) sugirió una edad probable Tithoniano hasta Albiano, concluyendo que la parte superior de la SAM no era más joven que Cretácico Inferior.

Muestras de anfibolitas bandeadas, contenían palinomorfo (Dublan *et al.*, 1988), cuya asociación establece un rango más característico para el Jurásico, sobre todo al Jurásico Medio. En el contacto del AVZ con las anfibolitas, yace la Fm. Los Pasos (Valanginiano-Barremiano) (Zelepuguin *et al.*, 1982) cubierta por la Fm. Mataguá (Aptiano-Albiano), (Wassall, en Brönnimann y Pardo, 1954). Desde el sur de las Lomas del Regidor hasta la región de Arimao al oeste (**Figura 11**) el contacto tectónico entre ambos complejos dibuja un extenso arco de falla, que buza al NE, N y NW respectivamente.

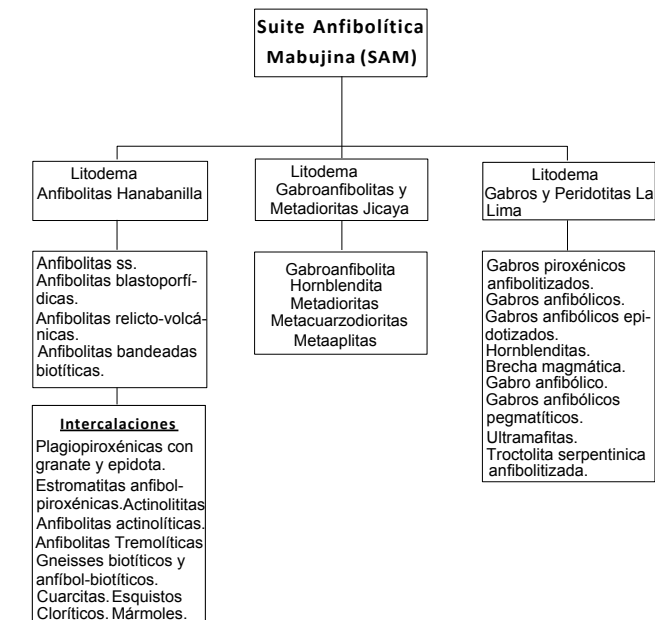
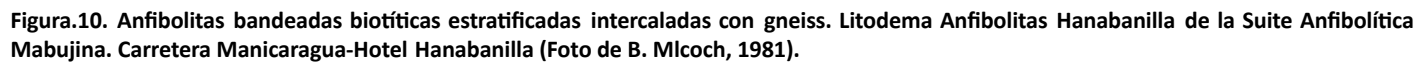
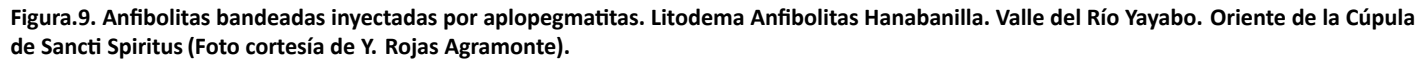
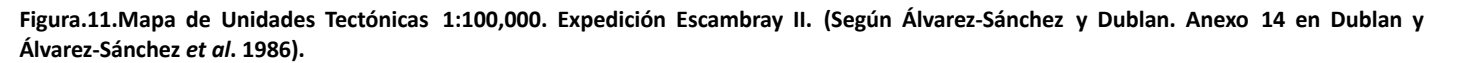


Figura.8. Diagramas de la división y miembros de los complejos Anfibolítico y de intrusiones ácidas correspondientes a la nomenclatura primaria empleada por Mlcoch y Álvarez-Sánchez (en Dublan y Álvarez-Sánchez, *et al.*, 1986).



Entre las anfibolitas y las vulcanitas se extiende la Unidad Tectónica Porvenir-Sopimpa (**Figura 11**), ocupada por las metavulcanitas andesíticas de la Fm. Porvenir, comparables con las anfibolitas de bajo grado, supuesto que sugiere que Porvenir podría representar una transición entre las anfibolitas albito-epidóticas y las vulcanitas no metamórficas del cinturón volcánico. Indicios que parecen confirmarlo se destacan en la Cuña Tectónica La Cidra; una estructura de cizallamiento lateral en contacto directo con el Escambray, donde ocurre un mélangé tectónico de escamas de la Fm. Porvenir mezcladas con cuerpos de la Fm. Las Calderas (Albiano a Turoniano) (de Dublan, en Dublan y Álvarez-Sánchez, *ibid.*) que pertenece netamente al Arco Volcánico de Zaza. Al parecer la Fm. Porvenir, en efecto, puede representar, por una parte la sección más alta del Complejo Mabujina y por la otra una transición con las vulcanitas de Zaza, que debió existir antes de la intrusión principal de las granodioritas.



Unidad Tectónica Carlota: Desarrollada en el borde septentrional de la Cúpula de Trinidad. Formaciones Loma La Gloria, Cobrito y La Chispa. Mármol del Grupo San Juan. Esquistos Algarrobo. Rocas cristalinas eclogíticas, glaucofanitas y cuerpos de serpentinitas. Mélange Los Guapos. Anfibolitas Yayabo. Cabalga a la Unidad Crucecitas. Metamorfismo HP.

Unidad Tectónica Crucецitas: Se extiende hasta el SW de la Cúpula occidental. Formaciones Mayarí y Collantes. Formaciones Loma Quivicán, La Sabina y El Tambor. Masas de metabasitas y serpentinitas en forma de mélanges tectónicos sesgadas por superficies de blastomilonitas. Metamorfismo de grado variable en la facies de esquistos verdes (Zona de Lawsonita).

Unidad Tectónica Habananilla: Comprende la mayor parte de las anfibolitas bandeadas biotíticas, blastoporfídicas, gabroanfibolitas, gneises de más alto grado metamórfico; casi todos los gabros horbléndicos y la mayor parte de las Cuarzodioritas El Quirro. Hacia el occidente la unidad contacta sucesivamente con la Unidad Porvenir-Sopimpa por una superficie tectónica bruscamente discordante; con las Granodioritas Cumayagua que invaden su tope al parecer en contacto magmático y finalmente se pone en contacto tectónico con la Cuña La Cidra, formando un mélange de escamas de granodioritas, de Fm. Porvenir y de la Fm. Las Calderas que pertenece al Arco Volcánico de Zaza. Metamorfismo desde la facies de anfibolitas almándicas hasta las anfibolitas epidóticas. **Unidad Tectónica Güinía:** En ella prevalecen las anfibolitas s.s., asociadas a una parte de las anfibolitas bandeadas y blastoporfídicas que se encuentran estrechamente asociadas a las metacuarzodioritas. Por su borde norte se colocan los cuerpos principales del Litodema Plagiogranitos Piedras, que parecen invadir su parte superior. El límite sur se destaca por un contacto recto y abrupto con anchas fajas del Litodema Cuarzodioritas El Quirro, muy foliadas y milonitizadas. Metamorfismo correspondiente a la facies de las anfibolitas epidóticas-albitas (Zona 3 del Metamorfismo).

Unidad Tectónica Porvenir-Sopimpa: Formada por metavulcanitas andesíticas hasta basálticas (bimodal) con intercalaciones de metasilicitas y metaterígenos de la Fm. Porvenir. Estas rocas muestran una transición hacia las anfibolitas porfídicas y son muy análogas con las anfibolitas de bajo grado metamórfico albito-epidótico extendidas desde el sur de Manicaragua hasta Sopimpa, unidas por una continuidad con la Fm. Porvenir. Esta situación sugiere un término de transición hacia las anfibolitas de más alto grado hacia el interior del complejo y al mismo tiempo y por el otro extremo, una transición con las vulcanitas no metamórficas de Zaza. Metamorfismo de facies de esquistos verdes hasta anfibolitas albito-epidóticas.

Unidad Tectónica Manicaragua: Incluye el cuerpo principal de la gran intrusión de las granodioritas (Litodema Granodioritas Cumanayagua), emplazada entre los complejos de Mabujina y el arco Zaza. Por su edad relativa y respecto a las deformaciones regionales aparece poco deformada en contraste con los Plagiogranitos Piedras, hecho que puede indicar un carácter algo más tardío, similar a un emplazamiento postectónico. Sus contactos son intrusivos con las vulcanitas o se encuentran modificados por fallas importantes (Falla Mabujina). Con las anfibolitas se repiten estas condiciones.

Unidad Tectónica Regidor: Se desarrolla sobre las Lomas del Regidor y esta formada por la Fm. Los Pasos, ácida bimodal y la parte inferior de la Fm. Mataguá, básica predominante. La Unidad se hunde hacia NE con una pendiente general de 40-50°; ambas formaciones pertenecientes a la sección inferior del arco volcánico.

Unidad Tectónica Colmenar: Esta unidad contiene a las Formaciones Mataguá y Provincial, ambas con un marcado contraste de estilo tectónico de plegamiento con la Unidad Regidor de formas más apretadas y pliegues de cierre agudo. Las estructuras de Colmenar, fuera del contacto con la Fm. Los Pasos se desarrollan en forma de pliegues abiertos, incluso braquiformas con inclinaciones de los flancos entre 20-30°.

Sinforma Arimao: Forma una gran estructura sinclinal perteneciente al arco Zaza. El núcleo está ocupado por la Fm. Arimao y los flancos por la Fm. Las Calderas. Por el sur y este yace en contacto tectónico con la Unidad Hanabanilla fuertemente triturada y reducida de potencia. Hacia el NE se relaciona con las Granodioritas Cumanayagua mediante contactos intrusivos algo modificados por tectónica, mientras hacia el oeste se sumerge, cubierta por los sedimentos de las formaciones de la base de la Cuenca de Cienfuegos.

Cuña Tectónica La Cidra: Forma parte del Sistema de Fallas Porvenir Sopimpa. Se trata de una franja estrecha de estructura muy complicada integrada por un mélange tectónico, compuesto de bandas de rocas milonitizadas de potencia decamétrica hasta hectómetros de granodioritas, anfíbolitas y rocas de las Formaciones Porvenir y Las Calderas. La estructura es producto del movimiento lateral de cizallamiento izquierdo con relación a movimiento de la Cúpula de Trinidad hacia el norte y giro antihorario.

4.2. Cuenca de Trinidad.

Se trata de una estrecha depresión pespunteada por fallas, con las características tectónicas, geomorfología y tipo de sedimentación, propia de un graben simétrico¹⁹ con su eje N 30°O. El relleno consiste de flysch arenoso-calcareo del Eoceno Inferior a Eoceno Medio (Fm. Meyer). Este se cubre por flysch transgresivo del Eoceno Superior-Oligoceno Inferior y hacia el sur ambos yacen bajo unidades más jóvenes de la Cuenca de Trinidad compuestas por sedimentos transgresivos de facies someras del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior. La cuenca separa las cúpulas metamórficas y está dividida por un estrecho puente estructural perpendicular al valle del Agabama, compuesto por un complicado sistema de bloques-falla donde afloran rocas del Escambray yacentes bajo anfibolitas del Complejo Mabujina, vulcanitas del Arco de Zaza, por ese orden y locales restos del flysch. Este puente que conecta las cúpulas a su vez divide la Cuenca de Trinidad en dos subcuencas. El segmento meridional de la cuenca en la profundidad del corte, yace directamente sobre el macizo metamórfico. La subcuenca septentrional además, también descansa sobre las anfibolitas de Mabujina. Según Stanik *et al.*, 1981, el origen de la cuenca podría relacionarse o estar controlada por la Falla Agabama de rumbo N-S, que por su rumbo y extensión debe considerarse externa al Escambray.

4.3. Cuenca de Cienfuegos.

La Cuenca de Cienfuegos, al oeste de la Cúpula de Trinidad, se orienta al NE unos 20-30°, coincidente con un máximo de 40-70 mlg (Soloviev *et al.*, 1964). La columna estratigráfica debuta por conglomerados vulcanoclásticos (Stanik *et al.*, 1981)²⁰, areniscas tufíticas y lutitas con lignito. La edad es Campaniano Superior-Maastrichtiano Inferior, con potencia entre 20 a 100 m (Fm. San Pedro, Kantchev *et al.*, 1978). Sobre ellas yacen margas y calizas bioclásticas cubiertas por margas y calizas detríticas-micríticas del Maastrichtiano, con fragmentos volcánicos finos. La sedimentación carbonatada y clástica se extiende desde Maastrichtiano hasta el Eoceno medio. Se depositan margas, arcillas bentoníticas, tobas vitroclásticas, brechas-conglomerados, calizas microgranulares, gravelitas y limolitas. Las brechas-conglomerados forman capas con fragmentos hasta 0.5 m, en cuyo caso se trata de brechas compuestas volcánicas, fragmentos de cuarzo, calizas detríticas y **dioritas** reportadas por Kantchev *et al.*, (1978). La potencia alcanza entre 600 a 800 m y esta cubierta discordantemente por formaciones del Eoceno Superior-Oligoceno Inferior. **El substrato vulcanógeno de la cuenca** se expone al Este en el Sinclinatorio Arimao, donde las vulcanitas se proyectan por debajo de la cuenca con un ángulo de 15-25°.

4.4. Cuenca de Cabaiguán.

Se extiende con su eje principal E-W al Norte de la Cúpula de Sancti Spiritus de cuya borde norte apenas dista unos 8 Km. Calizas micríticas-esparíticas, areniscas, margas y conglomerados-brechas vulcanoclásticas; generalmente pórfidos andesíticos forman la base estratigráfica. La edad es Maastrichtiano Superior (Kantchev *et al.*, 1978; Stanik *et al.*, 1981). A continuación se depositan calizas micríticas a margas violáceas, areniscas vulcanomícticas y tobas zeolitizadas de edad Paleoceno Inferior (Kantchev, *ibid.*; Stanik, *ibid.*) o Paleoceno Superior (Franco-Álvarez *et al.*, 1992). A esta sección sigue una potente unidad depositada en condiciones de gran inestabilidad tectónica y en un medio profundo. La edad es Paleoceno Inferior-Eoceno Inferior, conocida como la Fm. Bijabo²¹, ocupando grandes extensiones en la cuenca y descansando discordante sobre el Complejo Anfibolítico Mabujina, el Arco Volcánico Zaza y cubierta discordantemente por formaciones del Oligoceno Superior- Mioceno Inferior. La base consiste de conglomerados-brechas de clastos y bloques decimétricos a métricos de porfiritas y tobas y en menor grado mármoles y metaareniscas del Escambray, anfibolitas Mabujina y granitoides del plutón de Manicaragua. En algunos casos el 95% de los clastos métricos consisten de granitoides hasta olistolitos de granitoides de 1000 x 260 m (Stanik *op cit.*). En general esta unidad está representada por secciones de olistostromas y de flysch, con el carácter

¹⁹ Mapa Geomorfológico de Cuba 1:1 000 000.

²⁰ Es extraño que varios autores citan a Kantchev *et al.*, 1978, afirmando que ellos no encontraron fragmentos de serpentinitas, esquistos cristalinos o granitoides, referidos por Kantchev en la Formación San Pedro (Stanik *et al.*, 1981; Dublan (en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986). Kantchev dijo todo lo contrario ("*en los conglomerados no hay fragmentos de serpentinas, granitoides o esquistos cristalinos*"; Kantchev *et al.*, 1978; pag. 605).

²¹ En este trabajo se ha empleado la nomenclatura y la descripción según Stanik *et al.*, (1981): Formación Bijabo (de Wasall, 1955). Esta unidad tiene varias sinonimias que no se han resuelto definitivamente. En el Léxico Estratigráfico de Cuba (Franco-Álvarez *et al.*, 1992) se emplea el nombre "olistostroma Taguasco" (informal) que es un término estratigráficamente inapropiado. (Nota del Autor).

rítmico, turbidítico de los sedimentos, incluso, contornitas (Valecka, en Stanik *ibid.*) Los conglomerados polimícticos del techo se presentan como cuerpos de algunos decímetros hasta menos de 3 m y están formados por clastos de vulcanitas en matriz de marga y calcarenitas. Estos conglomerados se diferencian de la sección de olistostromas por su espesor pequeño y por la ausencia de clastos del Escambray y Mabujina. Según Kantchev *et al.*, (1978) el espesor es de 1,000 a 1,500 m.

4.5. Cuenca Central.

Muy próxima al Este de la Cúpula de Sancti Spiritus se encuentra la Falla La Trocha, conocida desde mucho tiempo (Pardo, 1953; 1975; Hatten, 1967; Draper y Barros, 1994) interpretada como de deslizamiento lateral siniestro. Se trata de un accidente importante en la estructura geológica de Cuba central que limita hacia el oeste el Graben La Trocha (Pardo, *ibid.*) o Cuenca Central. Las resultantes principales del movimiento indican las direcciones NO y NE, típicas de la mayor parte de los sistemas de fallas conjugadas del territorio de la isla. En el campo gravitacional se relaciona con anomalías negativas intensas de rumbo NE (Soloviev *et al.*, 1964). Según Cruz-Orosa & Blanco Moreno (2007) la falla fue originada bajo un campo de compresión, más activo en la región occidental de la falla. Esta circunstancia ya estaba atestiguada por los resultados de todos los levantamientos detallados realizados en esta región por décadas (Pardo, 1953, 1954; Stanik *et al.*, 1981; Vasilev *et al.*, 1989 y en este documento). El tramo Sur de Falla La Trocha, señala el límite estrecho más próximo a la Cúpula de Sancti Spiritus que separa esta cúpula del graben, con rumbo N30°E (Cruz-Orosa & Blanco Moreno, *op cit.*). Este es el rumbo aproximado del eje de la Cuenca de Trinidad. La Falla Agabama, de edad probable maastrichtiana, según Stanik *et al.*, 1981 es diestra. Si esto es correcto, es posible que el desplazamiento considerable de la Cúpula de Sancti Spiritus hacia el Norte establezca una relación solidaria entre estas dos fallas, como resultante de los movimientos opuestos, dentro de cuyos límites se encontraba la cúpula oriental. El relleno de la cuenca a partir del Campaniano alcanza sobre 3,000 (Cruz-Oroza *et al.*, 2011) y yacen en discordancia sobre el arco volcánico que forma su base.

5. LA HISTORIA PREVIA.

Al inicio de los 70s todo lo que sabíamos de la estratigrafía del Escambray quedaba enmarcado dentro del término; "Complejo Carbonatado Terrígeno" (Somin y Millán, 1969; Millán, 1973); cualitativamente no muy diferente de "Series of Crystalline Schists" (Thiadens, 1937); "Trinidad Schists" (Palmer, 1945); "Crystalline Schists of the Trinidad Series" (Hatten *et al.*, 1958); "Serie Trinidad-Sancti Spiritus" (Rigassi-Studer, 1961); "Trinidad Formation" (Khudoley y Meyerhoff, 1971). Las edades del complejo metamórfico desde las primeras menciones sobre la geología de esta región eran consideradas muy antiguas (**Tabla II**). Con la excepción de Thiadens (1937) y Hill (1959) la mayor parte de los autores consideraban edades del Precámbrico y Paleozoico para las rocas del Escambray. Los mapas geológicos del Escambray eran prácticamente inexistentes o limitados a regiones o áreas pequeñas. El primer mapa geológico de cierta consistencia y detalle cubría el NW de la Cúpula de Trinidad y fue publicado por Hill (1959)²², acompañado por un estudio de las serpentinitas del Escambray, sin precedentes en trabajos anteriores. Una investigación de gran importancia, poco conocida y menos citada; de carácter diferente a las investigaciones previas, por su contribución a la cuestión de las rocas ultramáficas del Escambray; un tema completamente actual en la geología de esta región.

Tabla. II. Edades supuestas para la sección estratigráfica del Macizo Metamórfico Escambray.

Autor	Año	Edad
Fernández de Castro	1881	Silúrico a Carbonífero
Hayes, Spencer y Vaugham	1896-1901	Paleozoico
Allende	1928	Precámbrico!

²² Primer reporte de plegamiento isoclinal en el Escambray. (Nota del Autor).

Lewis	1932	Paleozoico
Thiadens	1937	Jurásico Superior-Cretácico Inferior
Palmer	1945	¿ Paleozoico?
Weyl	1950	Paleozoico
Hill	1959	Mesozoico
Rigassi-Studer	1961	Paleozoico?
Khudoley y Furrázola-Bermúdez	1968	Jurásico Inferior-Medio
Maximov <i>et al.</i> ,	1968	Proterozoico
Kumpera & Svork	1969	Paleozoico
Millán	1978	Jurásico-Cretácico Inferior
Stanik <i>et al.</i>	1981	Jurásico-Cretácico

5.1. Estratigrafía de la Expedición Escambray I.

En 1976 la primera expedición Cuba-Checoslovaquia, comenzó el levantamiento del mapa geológico 1:100,000 de gran parte del territorio de las provincias centrales concluido en 1981. El territorio abarcado se extendía sobre las regiones de Trinidad-Sancti Spiritus; parte del cinturón ultramáfico de Cuba central y las cuencas de Cienfuegos y Cabaiguán (**Figura 12**). El nombre oficial de esta campaña fue "Escambray I", con Evsen Stanik como su geólogo jefe más conocido.

En ese mismo año, 1976, J. Zhaloupsky (en Stanik *et al.*, 1981) propuso abandonar la estratigrafía basada en dos secciones litológicas, metaterrígena y carbonatada, (con intercalaciones vulcanógenas) y nombró tres unidades en la Cúpula Trinidad; denominadas: Fm. Sopapo (J₁-J₃), de la base. Fm. San Juan (J₃) de la sección media y Fm. Yaguanabo (K₁) en el tope del corte.

La Fm. Sopapo, en transición hacia la Fm. San Juan suprayacente, comprendía los metasiliciclásticos con metavulcanógenos. La composición se integraba por secciones de metaareniscas, metapelitas, esquistos verdes metatufogénicos y metaconglomerados; con estratificación más gruesa en la parte inferior y más fina en la superior; de base desconocida y probablemente acumulada sobre un fundamento siálico o en su borde. Se representaba en contacto con una transición rápida hacia la Fm. San Juan suprayacente o en contacto tectónico con los mármoles y esquistos calcáreos de esa Fm.. El espesor estimado máximo fue de 100 a 200 m.

En 1980 B. Koverdinsky (1980, en Stanik *et al.*, 1981) separó un corte de cuarcitas bandeadas gráficas en contacto con la Fm. San Juan, en la parte periférica NE de la Cúpula de Sancti Spiritus. La corrida de estas cuarcitas se extiende por unos 15 Km., con un espesor real estimado de 30 m; 100 m por plegamiento isoclinal. Esta sección fue considerada como un miembro de la Fm. Sopapo (Miembro Yagruma; 1980, en Stanik, *ibid.*).

La Fm. San Juan, epicontinental y edad supuesta Jurásico Superior, se integraba por los mármoles bituminosos y esquistos carbonatados gráficos, en parte análogos de la Cordillera de Guaniguanico de Cuba occidental. La unidad fue dividida en dos secciones: La superior (90 m) compuesta por mármoles gris oscuro de capa gruesa de grano fino hasta grueso, a veces bituminosos, e intercalaciones de silicitas gráficas. El espesor estimado de 200-300 m, tanto primario como por engrosamiento tectónico.

En la zona de Loma Quivicán y al SE de Jibacoa, en la Cúpula de Trinidad, J. Suchánek (Suchánek, 1978, en Stanik 1981) separó una sección de mármoles gris claro, hasta blanco grisáceo, rosados y rosado violeta con intercalaciones de filitas cloríticas verdosas, referidos al paquete inferior de la Fm. San Juan. El espesor entre 10-20 m. Este corte de mármoles coloreados fue llamado Miembro Villa Olímpica de la Fm. San Juan²³.Fm. San Juan. El espesor entre 10-20 m. Este corte de mármoles coloreados fue llamado Miembro Villa Olímpica de la Fm. San Juan²⁴.

B. Koverdinsky (Koverdinsky 1980, en Stanik 1981) resaltó diferencias faciales para el corte de los mármoles San Juan en la Cúpula de Sancti Spiritus, a las que nombró: Facies Ambrosio y Pitajones de la Fm. San Juan. La Facies Pitajones se señaló como característica del SW y margen de la cúpula y comprendía mármoles masivos, en tránsito hacia esquistos carbonatados, con intercalaciones de cuarcitas de grano fino en la franja marginal. El espesor de 100-180 m parecía formar la parte superior de la sección, yacente sobre la Facies Ambrosio. La Facies Ambrosio, de la parte

²³ Millán y Somin también consideraron que estos mármoles coloreados tenían la misma edad que los mármoles oscuros jurásicos (Millán y Somin, 1976; pag. 7). Más tarde estos mármoles fueron llamados Formación Loma Quivicán (de Millán y Somin, 1981) de edad supuesta Cretácico. (Nota del Autor).

²⁴ Millán y Somin también consideraron que estos mármoles coloreados tenían la misma edad que los mármoles oscuros jurásicos (Millán y Somin, 1976; pag. 7). Más tarde estos mármoles fueron llamados Formación Loma Quivicán (de Millán y Somin, 1981) de edad supuesta Cretácico. (Nota del Autor).

central de la cúpula, se distinguía por mármoles gris oscuro, macizos a esquistosos, groseramente estratificados de aspecto rítmico y grano medio hasta grueso, con texturas brechosas centimétricas en la periferia de los cuerpos. Espesor entre 35 a 150 m. aumentando en la parte SE de la Cúpula de Trinidad y Sancti Spiritus, donde oscilaba entre 200-300 m.

La Fm. Yaguanabo, una potente sección vulcanógena, nunca antes reconocida en el Escambray, fue propuesta inicialmente por J. Zhalousky (1976, en Stanik *et al.*, *op. cit.*). La unidad descansa sobre la Fm. San Juan mediante el cambio de los mármoles de San Juan a mármoles con esquistos gráficos e intercalaciones de esquistos verdes, en la transición²⁵.

En la descripción original Yaguanabo se representa dividida en dos partes; inferior y superior y, estas a su vez, en varios paquetes litológicos. La parte inferior, de espesor primario estimado de 150-200 m, se consideraba como la transición con la Fm. San Juan, a causa de la mayor incidencia de intercalaciones carbonatadas y terrígenas, alternadas con esquistos cloríticos con albita, moscovita, actinolita-epidota, biotita esfena, granate y glaucofana local. La parte superior estaba representada por una sección eminentemente volcánica, tanto lavas como tobas, de composición media, básica y menos frecuentemente casi ultrabásica, en este caso más típica de la Cúpula de Sancti Spiritus. En el Valle de Yaguanabo localidad tipo de la Formación (inmediaciones de La Sierrita-San José) y en San Blas-Hoyo de Padilla, se encuentran los esquistos básicos clorito-actinolíticos recrystalizados a anfibolitas, desde granatíferas hasta glaucofánicas zoisíticas. La sección se estimó de un espesor de 1000 a 1500 m por plegamiento, según los resultados de la gravimetría; rectificadas a 300-600 iniciales.

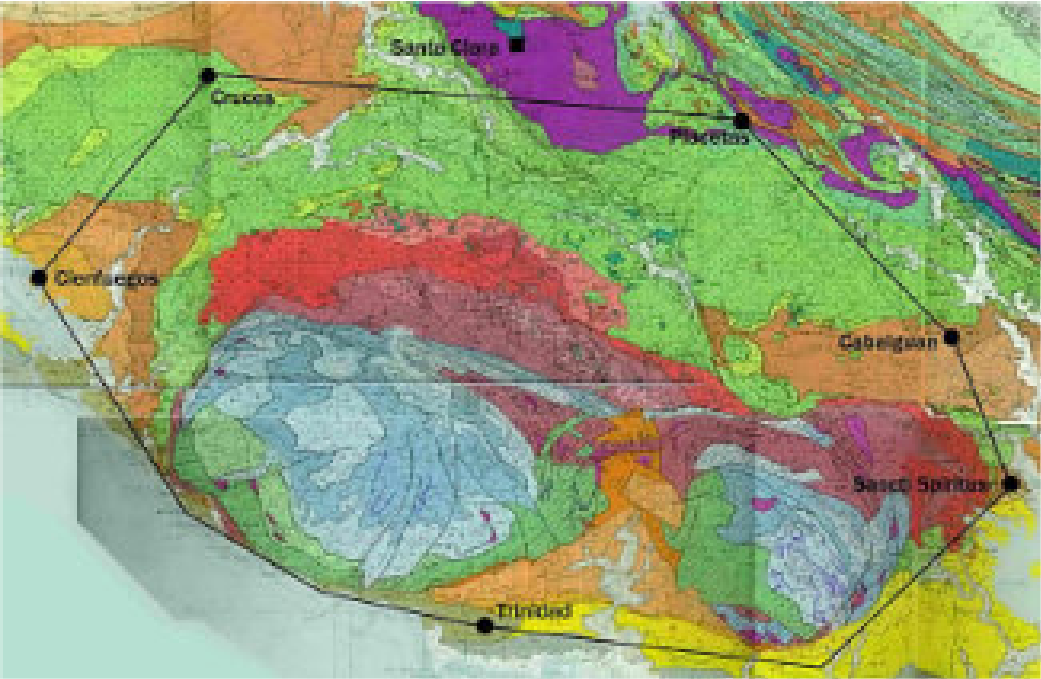


Figura.12. Área aproximada de las estructuras abarcadas por el levantamiento Escambray I en las Provincias de Cienfuegos, Villa Clara y Sancti Spiritus. Macizo Metamórfico Escambray. Complejo Anfibolítico de Mabujina. Plutón Granodiorítico de Manicaragua. Arco Volcánico de Zaza. Cuencas de Cienfuegos, Santo Domingo, Trinidad y Cabaiguán (Mapa Geológico de la República de Cuba 1:250,000 de 1988).

Esta importante reforma estableció, por primera vez, la verdadera **división tripartita** de la estratigrafía del Escambray y la primera identificación de una formación vulcanógeno-sedimentaria, yacente sobre los mármoles, dando punto final a las dudas sobre la existencia de vulcanismo, incluso subaéreo, en el Escambray.

Los esquistos Algarrobo (Millán y Somin, 1978) de naturaleza polimineral bastante exótica, fueron incluidos en el mapa geológico de la expedición Escambray I, sin precisar su origen ni su posición estratigráfica. Se trata de cuerpos de esquistos granulares poliminerales, entre los que son frecuentes albita, cuarzo, calcita, granate, moscovita, zoisita, clinopiroxeno, horblenda, glaucofana, con varios accesorios. Los geólogos de la Expedición los consideraron como

²⁵ Posteriormente distinguida como la Formación Los Cedros por Millán y Álvarez-Sánchez (1992 *ined.*).

integrados a un manto tectónico de alto grado metamórfico, si bien, este concepto, es de hecho discutible. Esta unidad constituye un tema polémico aún no resuelto que es tratado con cierta amplitud en el presente trabajo. Igual consideración recibieron *las* Anfibolitas Yayabo (Millán, 1978b), casi exclusivas del NE de la Cúpula Sancti Spiritus. Su origen, posición estratigráfica y edad no se han resuelto. Al igual que los esquistos Algarrobo, son parte de las muchas incógnitas pendientes de aclarar en este macizo. Por su composición primaria son lavas básicas, convertidas a esquistos de horblenda, zoisita, granate, glaucofana, epidota, albita y micas blancas, con intercalaciones de metasilicitas bandeadas. Stanik *et al.*, 1981, al discutir el posible origen sugiere que estas anfibolitas podrían derivarse de la Fm. Yaguanabo o ser semejantes a ella o que pertenezcan a la Fm. Sopapo; *en cuyo caso serían las metavulcanitas comparables con el magmatismo jurásico en la Faja Cangre (Millán y Somin, 1976) de Cuba occidental*. Estas rocas son tratadas en los siguientes capítulos de esta obra.

Durante Escambray I, los derivados de protolitos básicos y considerados en su mayoría en asociación con la Fm. Sopapo, fueron también reconocidos y cartografiados, pero con incertidumbre respecto a la posición estratigráfica y su posible origen. En parte estas rocas incluyen a la unidad Esquistos Verdes Felicidad (Millán, 1978), pero también a otras secciones que no pueden asociarse a esa unidad. Existía un cierto estado de confusión al respecto durante la finalización de la cartografía de Escambray I, en cuanto a la posición de estas rocas vulcanógenas; un problema resuelto en época posterior. Es cierto, como Stanik comenta, que los "esquistos verdes" y hasta los cuerpos de serpentinitas, ocupan diversas posiciones en el corte de las unidades estructurales; pero no se trata en todos los casos de los esquistos Felicidad²⁶ ni de la misma clase de esquistos verdes.

En su división realizada de dos tipos de serpentinitas, Stanik indica que el grupo más antiguo (siguiendo a Hill; 1959) se deriva de microgabros o diabasas²⁷ con una asociación de actinolita-zoisita-granate-calcita-anortita-rutilo; grupo al que pueden pertenecer también las zoisititas. Las transiciones observadas de estas rocas con serpentinitas apoperidotíticas, sugieren que pertenecen en realidad a los esquistos verdes. Las serpentinitas propiamente dichas que, según Stanik, se derivan de peridotitas, con estructuras más ordenadas y alteraciones típicas a esquistos de talco-actinolita y talco-clorita. Contienen espinelas de cromo, olivino y piroxenos alterados.

Nuevamente en este apartado de las serpentinitas surge el problema de su origen y emplazamiento. Los contactos de los cuerpos son tectónicos, pero pueden contener inclusiones de mármoles, observados por Suchánek (1978, en Stanik *et al.*, *op cit.*) que suscitan dudas sobre restos de un contacto intrusivo²⁸. Koverdinsky (1980, en Stanik *et al.*, 1981) también se refiere a una franja de metamorfismo de contacto de rocas básicas sobre mármoles negros recristalizados, al Sur de la Cúpula de Sancti Spiritus. No obstante, las características de la posición espacial de los cuerpos de serpentinitas, pudo indicar que se trata de protrusiones²⁹ o bloques tectónicos incorporados a las superficies de entre mantos, donde sufrieron conjuntamente *"la mayoría o todas las fases de plegamiento"*.

Stanik señala un hecho curioso que puede ser significativo para la comprensión del emplazamiento de estos cuerpos: Unos esquistos cuarcíticos de grano medio de la Fm. Sopapo contienen escamillas de serpentinitas de 1.0 a 1.5 cm orientadas en paralelo a la esquistosidad metamórfica de la zona, hecho que puede significar que las serpentinitas sufrieron trituración antes del metamorfismo principal, ya que el tamaño de los fragmentos no corresponde con la granulosidad de la roca ni su composición es coherente con las condiciones de sedimentación de clastos ultramáficos. Bajo el término **“rocas extrañas o exóticas”** se agruparon, con Algarrobo o con Sopapo, las eclogitas, zoisititas, clinopiroxenitas, esquistos glaucofánicos y jadeitas, a menudo intensamente regresivas con relictos de alta presión y con frecuencia asociadas a serpentinitas. Stanik y sus colaboradores las consideraron como bloques tectónicos. A otras rocas similares se les concedió un probable origen autóctono, reelaboradas durante el metamorfismo. Los

²⁶ Algunos de estos cuerpos pueden constituir los vestigios de los canales de ascenso del material volcánico primario de la Fm. Yaguanabo, lo que puede ser una explicación de la presencia de los esquistos verdes en todas las formaciones de la zona Trinidad (Stanik *et al.*, *op. cit.* p. 82).

²⁷ Macroscopically the serpentinite is a tough, dark-green rock with rusty phenocrysts. Polished sections are green and white with polygonal iron stains and are of igneous appearance with diabasic texture. Relicts of a larger mineral (plagioclase of pyroxene?) are apparent. Thin sections confirm the relict structure and show rectangular areas composed of actinolite, zoisite, garnet, calcite, plagioclase, and rutile. The actinolite is pale green with brownish (Hill, 1959).

²⁸ Hill, al referirse a uno de los cuerpos de serpentinitas de mayor extensión (Guaos Hill) señala: *Contact metamorphism of the surrounding rock appears absent, for although the actual contact is concealed, limestone and schist about 50 feet from the inferred contact show no metamorphism.* (Hill, 1959, p. 17). Pero en una localidad próxima a la Mina Carlota comenta: *Olivine pyroxenite crops out approximately 1 mile north of Gorro (PL 1). It is overlain by limestone which dips 40° north. Although the contact is partly covered, metamorphism of the limestone is apparent—the only example of contact metamorphism discovered.*

²⁹ Although late faults are parallel to the contacts between serpentinites and limestones, no evidence exists that the serpentinites represent cold intrusions (Hil, 1959).

análisis de eclogitas, anfibolitas de granate y clinopiroxenitas de la Expedición Escambray I, sugerían que las eclogitas pertenecían al grupo de las gricuitas³⁰, correspondientes con las picritas. Las piroxenitas parecían estar relacionadas con las apoeclogitas y se colocan en el campo intermedio entre las gricuitas y las grosopyditas³¹. Stanik (*op cit.*) al intentar establecer un paralelo entre las metamorfitas englobadas por serpentinitas de Cuba Norte y las "rocas extrañas" en el Escambray, supuso que estas podrían ser de origen local, formando parte del **mélange**³² **serpentinitico**.

Ya desde la primera mitad de la década del 70, Somin y Millán y Millán y Somin establecieron por primera vez el carácter zonado del metamorfismo del Escambray y su disposición concéntrica respecto de las cúpulas y esclarecieron el carácter de alta presión y baja temperatura de este metamorfismo. La Expedición Escambray I confirmó estos resultados en sentido general, descontando algunas discrepancias en la forma de tratar ciertas asociaciones minerales (e. g. cianita, estilpnomelana y pumpelleita).

A partir de la cartografía de las nuevas formaciones y su posición ya establecida; varios pozos estructurales descubrieron sucesiones compuestas por Sopapo San Juan y Yaguanabo, en ese orden, interpretadas como **"la posición estratigráfica invertida"**, producto de cabalgamientos y mantos tectónicos. Pruebas al respecto se exponen por Stanik³³ (Stanik *et al.*, 1981, pp. 50-51) quien explicaba que ***el manto de cabalgamiento superior***³⁴, delimitado por serpentinitas con las "rocas extrañas" en las zonas metamórficas de alta presión, estaría **compuesto por escamas rocosas con las características de un mélange**. De modo que, el concepto de que unidades del manto tectónico superior en el Escambray estén **conformadas por un mélange de escamas, pertenece prioritariamente a Stanik y sus asociados**. Esta concepción se ha expresado en época muy posterior en publicaciones que lamentablemente no han mencionado esta significativa circunstancia a pesar de figurar el Informe Escambray I en la lista de referencias (e. g. Stanek *et al.*, 2006). De este modo rozando la frontera del plagio, voluntario o involuntario.

Como ningún otro manto pudo individualizarse con seguridad; la tarea de cartografiar estas unidades quedó distante de su solución. Como se verá más adelante, esta tarea solo se ha cumplido en algunas localidades y de forma muy general, esquemática y discutible.

Los geólogos de Escambray I sustentaron que las zonas metamórficas estaban invertidas, con un núcleo menos metamórfico que las unidades periféricas³⁵ y lo interpretaron como reflejo de la superposición de mantos tectónicos con su propio grado metamórfico y perfil estratigráfico. Por causa de sus contactos tectónicos no era posible definir claramente las zonas de transición de temperatura-presión entre las unidades.

A partir de esta interpretación sostuvieron una de sus hipótesis más interesantes, al suponer un mecanismo para los mantos tectónicos y el metamorfismo, a partir de la inserción del Escambray bajo los complejos anfibolítico de Mabujina y volcánico del Arco de Zaza; basándose en evidencias indirectas, principalmente proporcionadas por el análisis de los campos físicos regionales.

Pero fue definitivamente Evsen Stanik (*op cit.*) quien presentó un concepto mejor explicado de los mecanismos de formación de nappes, al sostener que las unidades Escambray se insertaron en una zona de subducción, cuyo hundimiento fue causa del metamorfismo de cada uno de los tramos enterrados a mayor profundidad hasta alcanzar el grado de facies eclogítica. En el avance del proceso, el mecanismo se colapsó (¿colisión?, término no utilizado por Stanik, pero que se puede sobreentender). Las secciones hundidas, separadas por zonas de transición de grado (y, por tanto, de propiedades mecánicas diferentes) fueron remontadas en la fase tectónica prepóstuma, una sobre la otra, desde la más profunda hasta la más superficial, para formar una estructura de retro-cabalgamiento, con las improntas de fases regresivas de metamorfismo y plegamiento, acontecidas durante el retro-cabalgamiento de los nappes. Al final ocurrió la emersión. Stanik (*op. cit.*) explica así la superposición de nappes más metamórficos sobre menos metamórficos y le llamó a tal interpretación **"la causa del metamorfismo invertido"**.

³⁰ Gricuita es una roca subvolcánica ultrabásica que se encuentra a menudo en los tubos de kimberlita.; compuesta por onfacita, diopsida, piropo, con cianita, grafito, corindón y a veces diamante. (Nota del autor).

³¹ Las grosopyditas son rocas (frecuentes como xenolitos), compuestas por grosularia/piropo-clinopiroxeno-distena, que fueron descubiertas en la chimenea de kimberlita de Zagadochnaya. Yakutia (Siberia). (Nota del autor).

³² Esta es una de las primeras ocasiones en que el término "mélange" es aplicado a este macizo. (Stanik, *op cit.*, p. 235). (Nota del autor).

³³ La posición estratigráfica invertida no es posible explicarla sin mantos de cabalgamiento (o sin escamas tectónicas) que se formaron antes del metamorfismo y plegamiento principal de la zona (*sic.* Stanik *et al.*, *op cit.*).

³⁴ Manto de cabalgamiento superior. (Stanik; secciones 1.6.1 y 2.3.1).

³⁵ La interpretación de la zonación metamórfica invertida fue tratada por Somin y Millán (1974).

Sin embargo, aún se discute si alguna fase del metamorfismo ocurrió sobre una pila de mantos tectónicos previamente existente, antes de su inserción en la profundidad de una zona de subducción; o si la tectónica principal de mantos y el metamorfismo ocurrieron precisamente a causa de este proceso de enterramiento o, incluso, si la actual estructura es el resultado de una combinación de eventos en el tiempo, cada uno de los cuales contribuyó con sus rasgos característicos.

Si bien la superposición tectónica del Complejo Anfibolítico Mabujina sobre el Escambray se había supuesto por la Expedición Escambray I, a partir de las interpretaciones antecedentes sobre las relaciones entre ambos complejos (Thiadens, 1937; Hill, 1959; Somin y Millán, 1976); no fue hasta las etapas finales de la Expedición Escambray II, cuando el Pozo Estructural No. 5³⁶ de profundidad 330 m, cortó sucesivamente, dentro del sector Norte de la Cúpula de Trinidad, vulcanitas del arco de Zaza, anfibolitas de Mabujina y las secciones del Escambray. Por primera vez, una prueba **no especulativa** del cabalgamiento de los complejos Mabujina y Arco Volcánico de Zaza sobre el Escambray (ver también Millán y Somin; 1985, b; pagina 29).

Un modelo similar al presentado por Stanik (*op cit.*) se debe a Millán, 1972; Somin y Millán (1981), Millán y Somin (1985a) y Millán (1990), quienes sostuvieron que, con anterioridad a la inserción de las unidades en las condiciones confinantes, donde ocurrió su impronta metamórfica; tuvo lugar una tectónica de nappes con varias fases de plegamiento. Un sustento para esta interpretación partía de ciertas evidencias manifiestas en las relaciones entre las unidades estructurales que sugieren eventos previos al metamorfismo regional, sobre la base de las notables anomalías morfológicas y construcción altamente deformada de los contactos entre unidades litoestratigráficas (Millán y Somin, 1985 a) entre otros rasgos tectónicos; tales como las frecuentes figuras de interferencia de estructuras mesoscópicas y regionales de pliegues, que parecen indicar un número extraordinario de fases de deformación (cinco fases de deformación, según Millán³⁷, 1990).

A finales de 1970, Z. Suchánek (en Stanik, *et. al.* 1981), en un estudio localizado en la Cúpula de Trinidad, identificó fases de plegamiento superpuestas. Millán (1985a) indica que Suchánek fue el primer geólogo en sugerir que la configuración de la Cúpula de Trinidad tuvo lugar durante el metamorfismo. También fue Suchánek el primero o uno de los primeros geólogos del Escambray en describir el plegamiento isoclinal³⁸ en grandes pliegues recumbentes con sus planos axiales vergentes hacia el centro del macizo y argumentó la situación de los Esquistos Cristalinos de Algarrobo como intercalaciones estratigráficas dentro de la Fm. Sopapo y la unión de ambas secuencias como formando parte de un manto tectónico independiente con alto grado metamórfico (en Stanik, *op. cit.*).

Por lo demás, cabe destacar la coincidencia de base entre estas primeras aproximaciones, de dos grupos de investigadores independientes; en los conceptos de la infrainserción del Escambray bajo Mabujina, el metamorfismo invertido (por causas tectónicas) y la estructura de nappes y escamas del macizo.

5.2. Unificación de la estratigrafía. La Expedición Escambray II.

La segunda expedición de Cuba-Checoslovaquia, Escambray II, activa desde 1981 hasta 1986, realizó el levantamiento geológico 1:50,000 (**Figura 13**) de la región comprendida por la parte Norte de la Cúpula de Trinidad (solo a escala de reconocimiento durante Escambray I), el Complejo Anfibolítico Mabujina; el plutón granodiorítico de Manicaragua y los volcánicos del Arco de Zaza, al Sur del Sinclinal Seibabo, en total 888 km². Con una lista oficial de objetivos específicos, entre ellos figuraba avanzar en la solución de la nomenclatura estratigráfica de la región.

Con ese fin y gracias a un detallado estudio y cartografía del Complejo Anfibolítico de Mabujina se creó para este complejo, una nomenclatura estratigráfica sobre base litodémica no existente anteriormente. Se separaron sus unidades mayores y se aclaró considerablemente su edad y sus relaciones con el complejo de Arco Volcánico de Zaza y el Escambray. Se obtuvo un considerable progreso en el conocimiento de la estratigrafía, petrología y estructura de las vulcanitas de la sección Sur del Arco Volcánico de Zaza, mediante la cartografía detallada y los estudios petroquímicos de la Fm. Los Pasos (del arco volcánico de Zaza) y las unidades suprayacentes a esta unidad,

³⁶ Informe Zona Centro. Escambray II. Anexo No. 24 de Humberto Álvarez-Sánchez, Ver también Millán y Somin; 1985, b; pagina 29.

³⁷ Sin embargo, en la actualidad, Millán ha reconsiderado esta hipótesis, afirmando que, "tanto la conformación de la estructura manto-escamada, como las distintas fases de plegamiento, son sinmetamórficas y ocurrieron junto con el metamorfismo de alta presión, a partir del momento en que penetraron en la subducción, por lo que no deben haber ocurrido deformaciones premetamórficas" (sic.) (Millán, G., 2012, comunicación escrita).

³⁸ El primer geólogo que identificó la existencia de plegamiento isoclinal en el Escambray fue Hill (1959). (Nota del Autor).

principalmente las Formaciones Mataguá, Las Calderas y Arimao, extendidos a los complejos intrusivos ácidos de Manicaragua.

Respecto al Escambray, dos conceptos estratigráficos contemporáneos y diferentes coincidían sobre un mismo territorio, a pesar de que ambos grupos (Stanik *et al.*, 1981) y Guillermo Millán y Mark Somin (1981) tenían varios puntos de coincidencia básica. La subdivisión tripartita propuesta por Zhalousky (Formaciones Sopapo, San Juan y Yaguanabo), era muy parecida a la subdivisión estratigráfica propuesta por Millán y Somin, con su más clara formulación posterior a 1979 donde, finalmente, Millán y Somin (1981) se decidieron a presentar una descripción formal³⁹ de sus unidades propuestas. La Fm. Naranjo (Millán y Somin, 1981); con la inclusión del miembro Felicidad era, aproximadamente, equivalente a la Fm. Sopapo. Los mármoles Fm. San Juan de Zhalousky equivalían parcialmente al Grupo San Juan, dividido en varias formaciones.

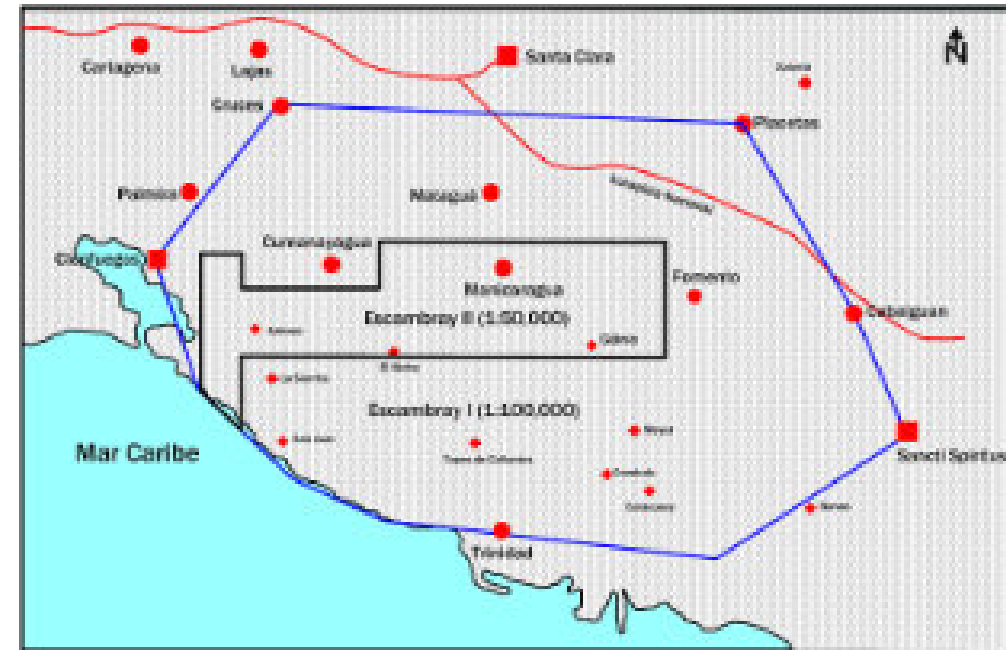


Figura.13. Esquema de las áreas cubiertas por Escambray II a escala 1:50,000, dentro del polígono Escambray I.

En 1978 se encontraron ammonites oxfordianos del género *Microsphinctes* en la Fm. Narciso y, en la Fm. Mayarí, restos de ammonites del Tithoniano (Millán y Myczynsky, 1978). Estos importantes hallazgos fortalecían de forma adicional la correlación del Escambray con la Cordillera de Guaniguanico de Cuba occidental, en especial con la Sierra de Los Órganos⁴⁰ (interpretación también sostenida por las dos Expediciones Escambray) y permitían una mejor explicación de la tectónica, geoquímica y campos físicos del territorio; algo no facilitado por la estratigrafía de Zhaloupsky, con cierto desorden en las secciones cartografiadas (**ver Figura 14**).

La Fm. Loma Quivacán (Millán, 1978; Millán y Somin, 1981) de mármoles claros no grafiticos y edad probable Cretácico Inferior, fue referida a la parte superior del Grupo San Juan. Se trata del Miembro Villa Olímpica de Suchánek (1978, *op cit.*) quien lo relacionó, al contrario, a la parte inferior de su Fm. San Juan.

Una sección de metasilitas, serpentinitas y metabasitas (protolito de chert, tufitas siliciclásticas y ultramáficos) fue estudiada a principios de 1981 en la Cúpula de Trinidad, al Sur de Crucecitas (Álvarez-Sánchez y Zamashikov, 1981, *ined.*), también observada por Millán y Pszczółkowski más tarde (1982). Según Álvarez-Sánchez y Zamashikov, esta sección descansaba en concordancia sobre la Fm. Loma Quivacán, en un nivel estructural equivalente al de la Fm. Yaguanabo y de este modo añadiéndose, como otra nueva unidad, por encima de la Fm. San Juan (Stanik *et al.*, 1981) o Grupo San Juan (Millán y Somin, 1981). Esta sección fue nombrada posteriormente como Fm. La Sabina (Millán y Somin, 1985a) con solo una insignificante mención a los trabajos previos.

³⁹ Con arreglo aproximado a requisitos de los códigos estratigráficos. (Nota del Autor).

⁴⁰ La primera comparación del Escambray con Guaniguanico se debe a Thiadens (1937). Más tarde a Furrzola-Bermúdez *et al.*, 1964. Y no como parecen creer Millán y Somin (1981; pag. 3) que se debe a ellos. (Nota del Autor).

Diferencias significativas se mantenían a pesar de todo, sobre la posición estratigráfica y origen de los esquistos verdes vulcanógenos básicos Felicidad y secciones principalmente de carácter primario de tobas y lavas de la Fm. Yaguanabo (no reconocida por Millán y Somin, 1981).

De manera que a la altura de este momento de las investigaciones en el Escambray, independientemente de cualquier clase de discrepancia y dejando a un lado (lamentablemente) los aspectos de prioridad, los esquemas estratigráficos que estamos examinando tenían el carácter de sistemas complementarios que podían uniformarse (**Figura 14**). Como consecuencia de la identificación de nuevas unidades en la sección superior de la columna estratigráfica del Escambray y su publicación y difusión; se acumuló una información imposible de asimilar por la estratigrafía de la Expedición Escambray II, heredada de la anterior (Stanik *et al.*, 1981) que no hubo de experimentar suficiente desarrollo ulterior a la fecha de 1981.

Los editores de Escambray II (Dublan y Álvarez-Sánchez, 1986), estimaron entonces innecesario seguir sosteniendo el esquema estratigráfico de Escambray I, para esa región específica (Escambray) y durante 1984, mediante trabajo de campo conjunto con el Instituto de Geología y Paleontología, fueron aceptadas las formaciones de Millán y Somin, además de realizarse la definición de algunas nuevas formaciones.

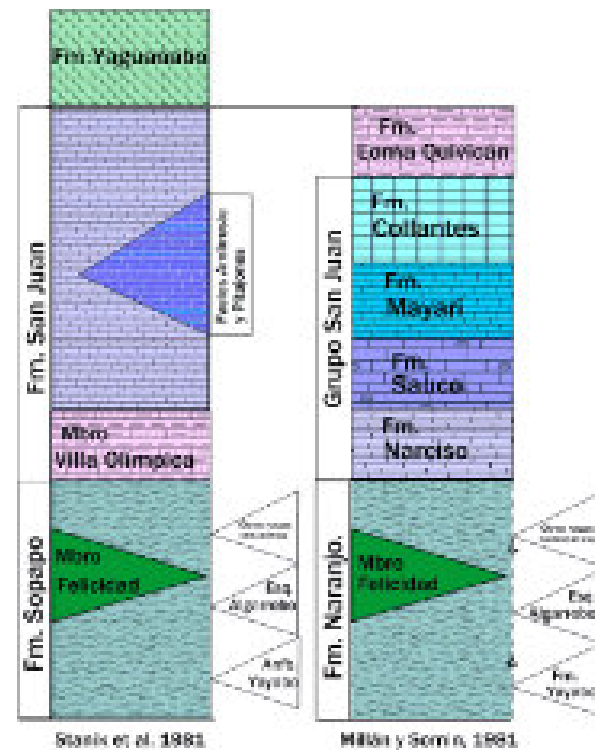


Figura.14. Esquema comparativo de los conceptos de la estratigrafía del Macizo Metamórfico Escambray en el año 1979-81.

Así quedó suficientemente consolidada la subdivisión tripartita fundamental del corte estratigráfico del Escambray en unidades de orden superior: Grupo Naranjo. Grupo San Juan (de Millán y Somin, 1981) y Grupo La Sierrita⁴¹ (**Figura 15**) (Álvarez-Sánchez y Millán, 1992, inédito). Una composición prácticamente equivalente a la Sierra de Los Órganos (según Hatten, 1957; Herrera, 1961; Álvarez-Sánchez, 1972 *ined.*; Pszczółkowski *et al.*, 1975; 1981; Álvarez-Sánchez, 1984 y otros).

A partir de la unificación, el esquema estratigráfico del Escambray tuvo algunos progresos importantes. Millán y Álvarez-Sánchez (1992, *ined.*), realizaron una revisión detallada del contenido litológico de varias unidades anteriormente establecidas, con el fin de redefinirlas, subdividir otras, nombrar nuevas y estudiar con mayor profundidad aspectos específicos de la tectónica y el metamorfismo de la región. Las investigaciones se concentraron en la Cúpula de Trinidad, a causa de su mayor elevación y profundidad del corte de erosión. Desde un campamento

permanente situado en la región de La Sierrita, al SW de la cúpula, fueron definidas nuevas unidades; entre ellas: El Miembro La Horqueta de la Fm. Cobrito; la Fm. Vega del Café; la Fm. Los Cedros (Millán y Álvarez Sánchez. 1992); el Litodema Los Torres asociado a la Fm. La Sabina (Álvarez-Sánchez y Millán. 1992); el Miembro Monforte de la Fm. El Tambor (Álvarez-Sánchez y Millán, 1992) y la Fm. San Blas (Millán y Díaz Machín, 1988) rectificada como el Miembro San Blas de la Fm. El Tambor (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992).

Desde mucho antes; tanto Millán como Álvarez-Sánchez (en Millán y Somin, 1985 a, pág. 33); pensaban, que las Formaciones de la sección estratigráfica superior sobre el Grupo San Juan, características del corte del Cretácico del Escambray: Charco Azul, Loma Quivican; La Sabina, Yaguanabo y El Tambor, podían ser integradas en una unidad de categoría superior, en un Grupo; concepto que fue desarrollado más tarde por Millán y Álvarez-Sánchez en 1992 (y en este trabajo) bajo el nombre de Grupo La Sierrita. Por tanto; no fue hasta 1992, después de 17 años prácticamente continuos de cartografía e investigaciones en el Escambray que se llegó a una mayor aclaración del corte estratigráfico de esta región.

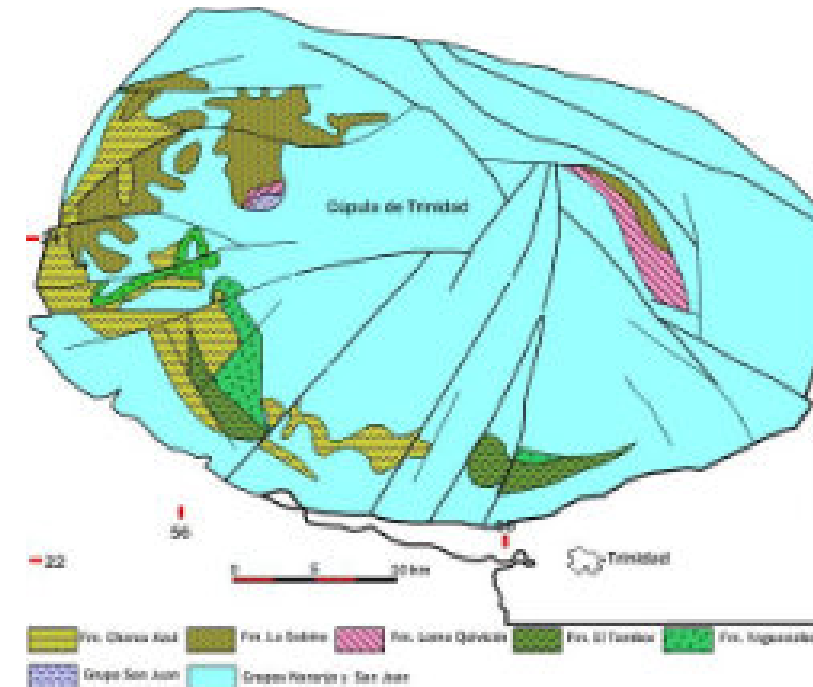


Figura.15. Distribución espacial del Grupo La Sierrita en la Cúpula de Trinidad, según Millán y Álvarez-Sánchez a la altura del año 1984 (Informe Zona Centro. Escambray II; Dublan y Álvarez-Sánchez, *et al.*, 1986. Modificado del Anexo III.2).

Llegados al concepto de la estratigrafía de 1992 (Millán y Álvarez-Sánchez, *ibid.*), no se registran modificaciones posteriores. Ese año fue el “*Annus Mirabilis*” de la estratigrafía.

5.3. Breve conclusión.

Al fin de este proceso y en la posibilidad de que las investigaciones en el Escambray se reanuden; al momento, no existe un documento basado en la nomenclatura estratigráfica que sirva para consulta o discusión, sintetizando el conocimiento, fragmentado en diversos trabajos. El único documento aproximado a esa condición es el Léxico Estratigráfico de Cuba (Franco-Álvarez *et al.*, 1992), de inexcusable consulta, pero de estructura propia de un diccionario sinóptico condensado. Aunque gran parte de las unidades estratigráficas cubanas cumplen parcialmente y en la actualidad casi completamente los principales requisitos (v. Franco Álvarez *et al.*, 1992⁴²); no puede afirmarse

⁴¹ Nombrado "Grupo Crucecitas" en el Informe de Escambray II (Dublan y Álvarez-Sánchez, *et al.*, 1986) solo de forma provisional. Más tarde renombrado "Grupo La Sierrita" por Millán y Álvarez-Sánchez como término definitivo. (N. del Autor).

⁴² El primer texto del Léxico Estratigráfico de Cuba fue elaborado en el Instituto de Geología y Paleontología de Cuba bajo la dirección del Doctor Franco Álvarez (1992); como resultado de la labor de la Comisión del Léxico Estratigráfico de Cuba. La descripción de unidades sigue un esquema con una satisfactoria coincidencia con las reglas de los códigos de Norteamérica, anteriores a 1983 (y parcialmente a los posteriores) y consigue sintetizar la información de acuerdo a dichas reglas, de manera, incluso más ordenada, en una serie de casos, que las descripciones originales de varios autores. (Álvarez-Sánchez *et al.*, 2015).

esta condición para el Macizo Metamórfico Escambray (Millán y Somin; 1985b y Álvarez-Sánchez, en Dublan y Álvarez Sánchez *et al.*, 1986, *ined.*).

El grado de conocimiento de las unidades litoestratigráficas-litodémicas que tenemos en el Escambray, es muy desigual. Probablemente esta situación persista hasta tanto se emprenda una nueva cartografía que intente resolver la composición de la columna estratigráfica en los tramos dudosos y, entre otros objetivos, permita establecer de modo firme y estable la composición material de los mantos y escamas tectónicas, su delimitación espacial y sus relaciones de superposición; **si es que tal estilo de unidades tectónicas reflejan realmente la estructura de ese macizo metamórfico.**

6. VALIDEZ DE LOS NOMBRES ESTRATIGRÁFICOS. DISCUSIÓN GENERAL.

Un examen crítico pormenorizado de las unidades litológicas de la sección de la base del complejo metamórfico, puede revelar lo esencial de los problemas acumulados durante la definición de la litoestratigrafía del Escambray y la influencia posterior desempeñada en la comprensión de su tectónica interna.

Con este fin es conveniente analizar el proceso de la definición de las formaciones de la base de la columna estratigráfica, ilustrativo de las contradicciones entre los conceptos de grado metamórfico y litoestratigrafía y de como la violación de reglas estratigráficas, durante el establecimiento de nuevas formaciones determinan notables inconsistencias en la nomenclatura estratigráfica del Escambray, a través del ascendiente desempeñado por el metamorfismo en su definición.

6.1. El Grupo Naranjo y los problemas asociados a su definición.

En 1981 Millán y Somin, publicaron un importante reporte sobre el Escambray en gran parte dedicado a describir su estratigrafía. Aunque algunos nombres estratigráficos fueron empleados en publicaciones anteriores (*e. g.* Somin y Millán, 1972⁴³); este trabajo hizo la primera formalización de las unidades litoestratigráficas, más apegada a los requisitos universalmente aceptados. En el, Millán y Somin (*ibid.*) propusieron el nombre Fm. Naranjo⁴⁴ para incluir a los esquistos metaterrígenos, aflorados extensamente en las Cúpulas de Sancti Spiritus y Trinidad. La Localidad Tipo (Lambert: N 253.03 y E 593.90. Hoja Topes de Collantes. 4181 I) de la nueva Fm. Naranjo se estableció a 4.5 Km. al NE del caserío El Naranjo y al Oeste de Topes de Collantes (Cúpula de Trinidad); dentro de la Zona Metamórfica 1 (Millán y Somin, 1981); donde la recrystalización es moderada y las metaareniscas presentan relictos de graduación. La Sección Cotipo⁴⁵, en cambio, fue establecida en la Zona Metamórfica 3 (la de más alto grado), en el borde externo de la Cúpula de Trinidad; donde "*la recrystalización de las rocas es total, se presentan solo granos de circón detrítico relictico*" y los esquistos metaterrígenos contienen "*cuerpos concordantes de rocas cristalinas*", tales como anfíbolitas, glaucofanitas y zoisitas.

En analogía con la Sierra de Los Órganos de Cuba occidental la Fm. Naranjo, comparable con la Fm. San Cayetano, descansaba estratigráficamente bajo los mármoles del Escambray, también muy similares a las calizas jurásico-cretácicas de la Sierra de Los Órganos. En su descripción original, señalaron que la Fm. Naranjo, en la Zona Metamórfica 1, no contenía intercalaciones; pero en ciertas localidades incluía secciones de metasilicitas, algunas capas de calcáreos y un paquete de metavulcanitas, denominado Miembro Felicidad de la Fm. Naranjo (Millán y Somin, 1981). Esta sección vulcanógena fue previamente reconocida en ambas cúpulas en años anteriores (Millán, 1973; Somin y Millán, 1974) bajo diferentes nombres informales; incluso bajo la categoría de "Grupo" (Millán, 1978) y solo en 1981 fue definido como parte de la Fm. Naranjo.

A la altura de ese momento, la Fm. Naranjo, formalmente definida, con algunas variaciones litológicas; unas propias de su composición primaria (metasilicitas, secciones calcáreas y apovulcanógenas) y otras causadas por el metamorfismo (de sus probables intercalaciones vulcanógenas, calcáreas, etc.), se reconocía en sus localidades tipo y

cotipo, como una unidad; aceptándose sus diferencias en los grados metamórficos⁴⁶. Incluso con la descripción bastante detallada de los cambios graduales en el estado de recrystalización de las mismas rocas, a través de su paso desde la Zona Metamórfica 1 hasta la 3 (v. Millán y Somin, 1981; pags. 9-10).

En 1981, año del cierre del Informe Escambray I (Stanik *et al.*, 1981), la Fm. Sopapo y la Fm. Naranjo (v. **Figura 14**) eran equivalentes. Ambas formaciones comprendían la totalidad de las unidades metaterrígenas del Escambray y eran comparadas por los dos grupos de investigadores simultáneamente, con la Fm. San Cayetano y con la Fm. Arroyo Cangre (Piotrowski, 1977) de Cuba occidental.

A continuación; en un siguiente trabajo, Millán y Somin (1985a) elevan el rango estratigráfico de la Fm. Naranjo a "Grupo Naranjo", compuesto por tres nuevas formaciones, de corte metaterrígeno principal y otra carbonatada en lo esencial; expuestas en el camino entre El Pedrero y el Hospital de Gavilanes y "hacia el Sur" (com. pers. Millán, 1985), Cúpula de Sancti Spiritus. Las nuevas Formaciones metaterrígenas se denominan Fm. Loma La Gloria y Fm. La Chispa y la formación carbonatada la Fm. Cobrito (Millán y Somin, *ibid.*); compuesta por esquistos calcáreos con lechos de metabasitas, y otros esquistos cristalinos, interpuesta entre las dos primeras.

¿Sobre cuales premisas se apoyaron para esto? Los autores lo explican: Cambios litológicos regionales (ya antes reconocidos en Millán y Somin, 1981) y, por lo visto, conceder ahora significativa y mayor importancia a los cambios de grado metamórfico en la misma formación (antes satisfactoriamente explicados para las secciones separadas).

Otras razones adicionales, para considerar dos formaciones metaterrígenas diferentes fueron invocar sus posiciones estratigráficas variables, respecto de los mármoles o la interposición de la Fm. Cobrito o, finalmente, a causa de encontrarse los metaterrígenos separados en unidades tectónicas.

Todos estos supuestos dejarían lugar a las preguntas: ¿Cual significado estratigráfico determinante y distintivo podría eso tener, aún de ser correcto? ¿Bajo cual principio las mismas formaciones litoestratigráficas son necesariamente diferentes por encontrarse en unidades separadas por desplazamiento tectónico?

Pero de forma poco comprensible y con la omisión de un fundamento suficiente; al elevar de rango a la Fm. Naranjo de la Cúpula de Trinidad, donde todos sus atributos fueron primero establecidos y discutidos; el Área Tipo y la Sección Tipo del nuevo Grupo Naranjo, se trasladaron por completo, al Norte de la Cúpula de Sancti Spiritus (oriental); más recrystalizada y con un corte mucho menos profundo que la cúpula occidental, donde los afloramientos son más extensos.

Ya que la Fm. La Chispa sustituiría los cortes de la "Fm. Naranjo" en la parte central de las cúpulas, en la Zona Metamórfica 1 (moderado) y borde externo de la Zona 2 (intermedio) y Loma La Gloria ocuparía el lugar de las secciones con un grado metamórfico acentuado, en la Zona Metamórfica 3 (intenso): ¿Cuál podría ser la razón de semejante transposición de los cortes típicos de estos sustitutos de la Fm. Naranjo fuera del área de su exposición primitiva? ¿Qué ocurrió con las secciones tipo y cotipo de la Fm. Naranjo, situadas entre Yaguanabo y Mayarí y al este de la Presa Hanabanilla, respectivamente al sur y norte de la Cúpula de Trinidad; la primera dentro de la Zona Metamórfica 1 y dentro de la Zona Metamórfica 3 la segunda?

Sin tratar ahora responder por ahora a las cuestiones arriba apuntadas; el Grupo Naranjo, en su nueva situación, quedó integrado por las tres formaciones; con la suma de los Esquistos Cristalinos Algarrobo y los Esquistos Verdes Felicidad. Los primeros asociados a Loma La Gloria y en parte a Cobrito y los segundos restringidos a la Fm. La Chispa (antes a la Fm. Naranjo) y en parte a la base del Grupo San Juan, de la sección media del corte del Escambray (**Figura 16**).

El espesor total del Grupo Naranjo fue estimado en el orden de los 1000 metros, sin mayores precisiones. Su distribución espacial fue reconocida y propuesta para grandes extensiones de ambas cúpulas metamórficas y reflejada en varios mapas sinópticos, publicados por Millán y Somin en diferentes trabajos y reportes internos del Instituto de Geología y Paleontología de la Academia de Ciencias de Cuba. Estas formaciones fueron reconocidas sin cuestionamientos y se consolidaron en la literatura como la única vía de abordar estudios en esa región o simplemente referirse al Escambray.

⁴³ Somin, M. L. y Millán, G., 1972, Los complejos metamórficos de Pinos, Escambray y Oriente en Cuba y sus edades. (en idioma ruso). *Известия. СССР*.5, 48-57.

⁴⁴ Derivado de una pequeña localidad denominada El Naranjo, aproximadamente en la mitad SW de la Cúpula de Trinidad El nombre Naranjo ya era empleado por durante los 70s del pasado siglo, Millán (1973,1978); Millán y Somin (1976) informalmente con el fin, al parecer, de sustituir el termino "Esquistos metaterrígenos". (Nota del Autor).

⁴⁵ Coordenadas Lambert: N 250.95 y E 597.70 y N 250.25 y E 600.70; de la Hoja Cumanayagua 1:50,000 (4182-II).

⁴⁶ En el trabajo citado primero se destaca de forma textual, como las características litológicas de la llamada Formación Naranjo variaban en diferentes áreas, en parte, junto con la propia variación del grado metamorfismo. Una reconsideración de esto último, junto con observaciones complementarias realizadas en el terreno nos permitieron proponer la existencia de dos unidades metaterrígenas diferentes...(Millán y Somin, *ibid.*; pag. 8).

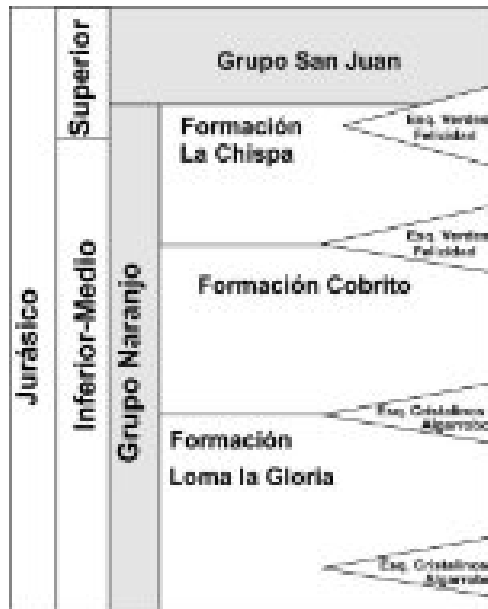


Figura. 16. Posición de las unidades del Grupo Naranjo en el concepto original de Millán y Somin (simplificado de Millán y Somin, 1985a).

6.1.1. La Formación Cobrito y el rechazo del Grupo Naranjo.

La posición estratigráfica de la Fm. Cobrito fue explicada detalladamente en Millán y Somin (1985a) durante la descripción de la Fm. La Chispa. Al seleccionar el Área Tipo del Grupo Naranjo en la Cúpula de Sancti Spiritus; la Fm. Cobrito fue colocada en la posición media, entre la Fm. Loma La Gloria y la Fm. Chispa (**Figura 17**) a causa de que las Formaciones Loma La Gloria, Cobrito, y La Chispa, parecían tener transiciones estratigráficas graduales en un perfil regional en la Cúpula de Sancti Spiritus. Al tratar de entender este concepto; de Norte a Sur, desde la faja de mayor metamorfismo hacia la de menos; la sección comenzaba por Loma Gloria, a continuación Cobrito y finalmente La Chispa; mediante sucesivos contactos interpretados como de transición⁴⁷ (Millán y Somin, *ibid.*) (**Figura 17**).

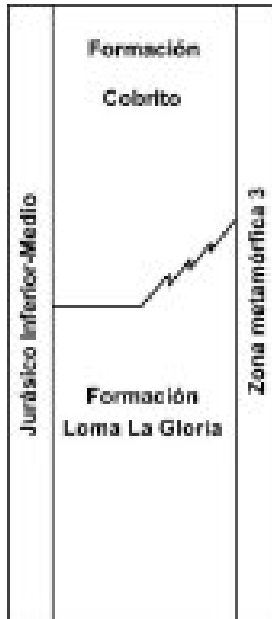


Figura.17. Concepto de las relaciones de la Fm. Loma La Gloria y la Fm. Cobrito en la Zona Metamórfica 3, según Millán y Somin, (1985a).

⁴⁷ Según mi opinión; al parecer uno de los verdaderos motivos de tan radicales cambios.

El supuesto de una transición se basaba en que la Fm. Cobrito, emparedada entre los metaterígenos, contenía intercalaciones granato-glaucofánicas (eclogíticas) en capas de espesor entre 2 hasta 20 metros que, hacia el sur, se sustituían por la Fm. La Chispa con los Esquistos Verdes Felicidad. De aquí deducían que tal comportamiento podría representar una transición sucesiva entre la Fm. Cobrito, la Fm. La Chispa y los Esquistos Verdes Felicidad (metavulcanógenos), pertenecientes los últimos a la Fm. Naranjo y después a la Fm. La Chispa (y también a la Fm. Sopapo, por Stanik *et al.*, 1981); de paso concediendo de nuevo, un papel sustancial a los efectos metamórficos en la definición de las unidades litoestratigráficas. Pero en unos esquistos calcáreos de la Fm. Cobrito, al Norte y Este de la Cúpula de Sancti Spiritus, fueron encontrados restos de radiolarios *Nassellaridos* mal preservados (Millán y Somin, 1985a) comparables con formas de *Nassellaria sp.*, poco significativos dado su amplio rango. Millán y Somin, (1985b) (y más tarde Somin, *et al.*, 1992) reportan en la Fm. Cobrito, en la Cúpula de Sancti Spiritus (Río Caracusey), intercalaciones eclogíticas, con intercapas calcáreas que contenían radiolarios. Según Furrázola-Bermúdez y A. de La Torre (en Millán y Somin, 1985b) estos radiolarios eran comparables con *Spumellaria spp.*, y *Nasellaria* (?). En muestras tomadas en la misma localidad, además de los radiolarios, Furrázola-Bermúdez (en Millán y Somin, 1985b) identificó moldes pequeños similares a *Cadosina sp* (?) y algunas muestras contenían formas segmentadas, comparables a *Globochaete alpina* (?): ambas del Jurásico Superior a Neocomiano. Del mismo modo fue señalado que, en el interior de la Cúpula de Sancti Spiritus, hacia la Zona Metamórfica 2, donde las eclogitas son aparentemente sustituidas por esquistos verdes lawsoníticos; también unas muestras de calizas dolomíticas recrystalizadas tomadas en estratos adscritos a la Fm. Cobrito; contenían unos restos mal preservados identificados por Furrázola-Bermúdez (*op cit.*) como *Calpionellidae* o *Chitinoidea*, que indicarían una edad Jurásico Superior a Cretácico Inferior (Neocomiano).

En 1984; durante la etapa final de los trabajos de la Expedición Escambray II (Dublan y Álvarez-Sánchez, *et al.*, 1986), en afloramientos del borde Norte de la Cúpula de Trinidad cartografiados como Fm. Cobrito; Álvarez-Sánchez (*op cit.*), encontró unos esquistos calcáreos dolomíticos poco muy recrystalizados, que contenían restos de palinomorfs. Determinados por A. Snopkova, (Dublan, Snopkova y Álvarez-Sánchez; 1988) en el Instituto Dionis Stur de Bratislava; se estableció su edad como Jurasico Superior-Cretácico Inferior, coincidente con todas las estimaciones de edad para la Fm. Cobrito arriba citadas, a partir del hallazgo de microfauna, atribuible a ese rango de edad en la Cúpula de Sancti Spiritus. Es decir; aún antes de la proposición del Grupo Naranjo (Millán y Somin, 1985a; Diciembre de 1985) y apenas poco después (Millán y Somin, 1985b) se sumaron evidencias de una edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior para la Fm. Cobrito, diferente a la que esperaban sus autores (Jurásico Inferior y Medio) para la Fm. Cobrito. En plena coincidencia con la primera suposición de los autores mencionados (Millán y Somin, 1981) que consideraron, correctamente primero, a los esquistos calcáreos como posibles equivalentes del Grupo San Juan; unidad que abarca el intervalo desde el Oxfordiano Medio hasta el Cretácico temprano.

Por tanto, la superposición estratigráfica de la Fm. La Chispa (o de Loma La Gloria) sobre Cobrito fue refutada por las pruebas paleontológicas. Más tarde, mediante pruebas de campo, fue aclarado (Millán y Somin, 1985b) que, aunque la Fm. Cobrito parecía ocupar una posición intermedia entre Loma La Gloria y La Chispa, el contacto La Chispa-Cobrito era tectónico y no estratigráfico, independientemente de la posición de La Chispa sobre Cobrito o viceversa. Es decir, en la exposición de Millán y Somin (tanto en 1985a, como en 1985b), los hechos invalidan la sucesión estratigráfica supuesta para definir el Grupo Naranjo en el perfil de la Cúpula de Sancti Spiritus y se abre paso a la posibilidad de dos secuencias estratigráficas separadas. De modo que, Millán y Somin en 1985 (1985b), apenas unos meses posteriores a la exposición del Grupo Naranjo, proponen invalidarlo; si bien hay que comenzar por señalar que tal proceso careció de los requisitos necesarios, no se argumentó debidamente y, en la práctica, quedó en un limbo. Además, esta proposición es inapropiada, incluso desde el punto de vista estratigráfico. La cuestión esencial que podría determinar la conveniencia de abandonar el concepto de “Grupo”, en todo caso sería incluir en el mismo una formación de carbonatos, más joven (esto no sería tan grave) que sí pertenece a otra gran unidad estratigráfico-facial (Grupo San Juan). Pero siendo así, siguen faltando las razones que lo hagan necesario, por causa de la coherencia litológica y de edad respecto al resto de los componentes.

Una pregunta inevitable es: ¿cual debía ser entonces el destino de la "Fm. Naranjo", al aceptarse el reconocimiento de su regreso a su categoría inicial de Formación? Algo que debía ocurrir de forma automática si hubieran sido respetadas las reglas y formalidades de la nomenclatura estratigráfica.

6.2. Proliferación de unidades. Formaciones La Llamágua y Herradura.

Millán y Somin en (1985b) publican, de forma en extremo abreviada, tres nuevas formaciones litoestratigráficas en el Escambray: Fm. Herradura; Fm. La Llamágua y Fm. Boquerones (ver Tabla III). Las dos primeras, compuestas por metaterígenos pertenecientes a los cortes jurásicos y la Fm. Boquerones, calcárea, de edad probable principal del Jurásico Superior. Estas nuevas Formaciones se reportan localizadas en los bordes externos de las cúpulas, exceptuando La Llamágua, que se describe para la zona central y sur de la Cúpula de Trinidad.

¿Cual es el origen de estas formaciones metaterígenas, La Llamágua y Herradura?

La Fm. La Chispa, descrita formalmente por Millán y Somin 1985a, es dividida en ese trabajo en dos facies: La sección principal se localiza en la carretera Topes de Collantes a Jibacoa (Cúpula de Trinidad); entre las coordenadas iniciales N 232.60 y E 601.40 y finales N 236.25 y E 600.30; tramo delimitado dentro de la Zona Metamórfica 1. Esta es la sección donde se presentan metasilicitas, capas calcáreas y secciones importantes de esquistos verdes (Miembro Felicidad). La otra facies de La Chispa se describe compuesta por esquistos metaterígenos, también en la zona de bajo metamorfismo, con numerosos y bien conservados relictos sedimentarios, aflorada en la **Localidad Tipo** (N 253.03 y E 593.90) y misma **Sección Tipo** (N 230.80 y E 586.30 inicial y N 232.40 y E 586.75 final) de la Fm. Naranjo⁴⁸; entre Yaguanabo y Mayarí. Además, esta misma facies de La Chispa, también aflora (según Millán y Somin, 1985a) al NE de la región, con un grado metamórfico mayor caracterizado por una recristalización completa. La localidad coincide con la definida como **Sección Cotipo** de la Fm. Naranjo; al este de la Presa Hanabanilla (Millán y Somin, 1981) (N 250.95 y E 597.70 inicial y N 250.25 y E 600.70 final).

Siguiendo a Millán y Somin (1985b), las secciones con un predominio de esquistos metaterígenos puros, “*que apenas contienen intercalaciones de otros tipos de rocas*”, se describen aflorando en regiones distintas y distantes entre si, dentro de unidades tectónicas “*con diferente grado metamórfico*”. De acuerdo a esta argumentación, tales secciones, que ya fueron descritas como una facies de la Fm. La Chispa; ahora simplemente se describen como las Formaciones independientes La Llamágua; perteneciente a la Zona Metamórfica 1 y la Fm. Herradura (**Figura 18**), también integrada por lo mismos esquistos metaterígenos sin intercalaciones, aflorada en el perímetro externo (Zona Metamórfica 3).

En una secuencia sucesiva: La gran unidad metaterígena distribuida en el Escambray fue formalizada bajo el nombre de Fm. Naranjo (Millán y Somin, 1981), establecida en cumplimiento de los requisitos de rigor. Sus estratotipos fueron localizados con independencia de sus grados metamórficos, cuales no determinaban diferencias sustanciales en sus cortes característicos.

En 1985 (Millán y Somin, 1985a) nombran las Formaciones Loma La Gloria (distribuida para la Zona 3 de mayor grado metamórfico) y La Chispa (para las Zonas Metamórficas 1 y 2). La Chispa sustituye todos los estratotipos de la Fm. Naranjo, unidad que es elevada a Grupo Naranjo, con la adición de la nueva Fm. Cobrito. El Área Tipo del Grupo Naranjo es trasladada a la Cúpula de Sancti Spiritus. En el mismo año, con meses de diferencia, (Millán y Somin, 1985b) nuevas observaciones demuestran la inconsistencia del Grupo Naranjo y se determina invalidarlo. En el mismo trabajo, en cambio, los que fueron los estratotipos de la Fm. Naranjo, que ya formaban parte de una facies de la Fm. La Chispa y que suplantaron a los estratotipos de la Fm. Naranjo; se convierten en las dos nuevas Formaciones La Llamágua y Herradura; que repetidamente suplantaron a los estratotipos tanto de la Fm. Naranjo como de la facies puras de la Fm. La Chispa. Esta vez al aducir diferencias en el grado metamórfico y por encontrarse ambas nuevas unidades separadas en unidades tectónicas consideradas diferentes, dentro del mismo macizo. Argumentos que reiteradamente son utilizados de modo rítmicamente contradictorio.

Ahora se podría contestar a la pregunta sobre que ocurrió con las secciones tipo y cotipo de la Fm. Naranjo y con la misma Fm. Naranjo.

⁴⁸ Formación que en este mismo trabajo es elevada a grupo y sustituida por la Formación La Chispa. (Nota del Autor).

La Fm. Naranjo; fue "**exhumada**" **dos veces**; primero como dos facies de La Chispa (Millán y Somin, 1985a), de la parte central y norte de la Cúpula de Trinidad; idénticas a la abandonada Fm. Naranjo, con los estratotipo y cotipo de Naranjo. A continuación como las nuevas Formaciones La Llamágua y Herradura (Millán y Somin, 1985b). De hecho, aunque no de nombre, un retorno a la misma situación de 1981.

En las discusiones epistolares del autor con Millán sobre este y otros temas; Millán, (comunicación escrita, 2012) reconoce que La Llamágua y Herradura, finalmente, "*son idénticas en su composición; la primera con menos grado metamórfico*". De aquí se deriva un corolario estratigráfico: Si sus litologías son idénticas, **entonces se trata de la misma formación**. Por causa de que la Fm. Naranjo es inútil tratar de resucitarla, aunque sí es posible intentar enmendar esta situación confusa y ambigua; La Llamágua, a todas luces, debe permanecer como una facies de la Fm. La Chispa; en el centro y Sur de la Cúpula de Trinidad, estratigráficamente bajo la Fm. Narciso del Oxfordiano del Grupo San Juan (Millán y Myczynski, 1978).



Figura.18. Afloramiento de esquistos metaterígenos cuaríferos micáceos y metapelitas micáceas y cuarzo de secreción; en la proximidad del Hotel Hanabanilla. Extremo Norte de la Cúpula de Trinidad. Localidad referida a la "Fm. Herradura": Unidad Tectónica La Carlota (según Álvarez-Sánchez y Dublan; 1986) o Cuarta Unidad Tectónica de Orden Principal, según Millán, 1997a). Foto cortesía de A. García Casco⁴⁹.

Mientras Herradura, equivalente "idéntico" de La Llamágua, en el borde externo de las cúpulas pero de mayor grado metamórfico y bajo la Fm. Cobrito⁵⁰; debe continuar en la condición de facies de la Fm. La Chispa, por las mismas razones anteriores. Ni La Llamágua ni Herradura poseen características significativas y sustanciales que sustenten la necesidad de establecerlas como formaciones diferentes. Contienen las mismas litologías básicas y corresponden a las localidades descritas para la Fm. La Chispa por Millán y Somin (1985a) a la que deben, según mi opinión, seguir perteneciendo en los mapas de escalas medias.

6.3. Formación Boquerones.

Durante 1984, en la etapa final los trabajos de la Expedición Escambray II (Dublan y Álvarez-Sánchez, *et al.*, 1986), una formación calcárea extendida en el borde Norte de la Cúpula de Trinidad era referida por Álvarez-Sánchez (*op cit.*), a

⁴⁹ Descripción original del sitio: Graphite-bearing quartz-schists and phyllites of the Herradura Lithothem (García Casco., 2015; person. communic.).

⁵⁰ Cabe señalar que en esta área se destacan unas relaciones estratigráficas muy claras entre estos esquistos cuaríferos y una secuencia de rocas carbonáticas que por sus características responde a la Fm. Cobrito (Millán y Somin, 1985a, pag. 17).

la Formación Cobrito, propuesta por Millán y Somin (1985a) en correspondencia con los arreglos pactados para la unificación de las columnas estratigráficas de la Expediciones Escambray I y II e Instituto de Geología y Paleontología.

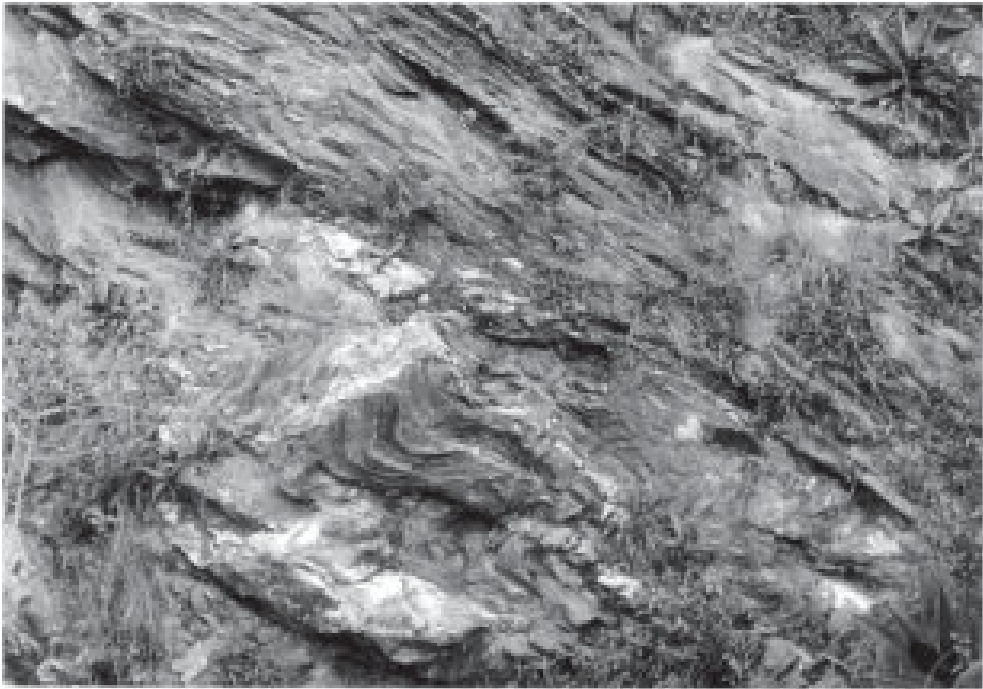


Figura.19. Esquistos calcáreos en el corte de la carretera La Carlota-La Terminal al norte de la mina La Carlota, en la periferia septentrional de la Cúpula de Trinidad. Referidos a la Fm. Boquerones (Millán y Somin, 1985a) o a la Fm. Cobrito (Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986) (Foto H. Álvarez-Sánchez. 1983).



Figura.20. Esquistos calcáreos de la Fm. Cobrito en la región septentrional interna de la Cúpula de Sancti Spiritus; considerados como "Fm. San Juan" (Stanik *et al.*, 1981) (Foto de B. Koverdinsky, 1980. Expedición Escambray I).

En 1985 (Millán y Somin, 1985b) nombran a la nueva Fm. Boquerones (Figura 19); integrada por litologías anteriormente por completo referidas a la Formación Cobrito⁵¹. Boquerones se describe por sus proponentes, integrada por esquistos calcáreos micáceos gráficos y mármoles muy foliados de color gris oscuro a negro con ocasionales intercalaciones de metasilicitas y esquistos verdes. Esta nueva “Formación” propuesta, yace en contacto estratigráfico con la “Fm. Herradura”, incluso en transición. Las dos formaciones (Boquerones y Herradura) se describen en unas estrechas fajas distribuidas hacia la periferia septentrional de ambas cúpulas, formando parte de una unidad tectónica (Unidad 6 de Millán y Somin, 1985b), supuestamente la más alta del Escambray en contacto tectónico con la Unidad 5 (situada más al Sur y de mayor grado metamórfico).

¿Cuál es el origen de esta nueva Fm. Boquerones?

Somin (Somin *et al.*, 1992) en una descripción de la Fm. Loma La Gloria al norte de la Cúpula de Sancti Spiritus, se refiere a una facies calcárea en esa Formación, llamada “Caracusey litofacies⁵²”, rica en intercalaciones de metabasitas hasta eclogitas; cuya extensión hacia ambas direcciones meridionales muestra su reemplazo por la Fm. Cobrito. Como puede deducirse con claridad de la exposición antecedente durante la discusión sobre la validez del Grupo Naranjo y la Fm. Cobrito; la unidad de “**esquistos calcáreos**”, unas veces es llamada “Fm. Cobrito”; otras “Litofacies Caracusey” y finalmente “Fm. Boquerones”. En efecto. La Fm. Boquerones, anteriormente reconocida por Millán y Somin (1985a) y también por Álvarez-Sánchez (en Dublan y Álvarez-Sánchez; 1986) como Fm. Cobrito; no muestra ninguna diferencia verdaderamente significativa con la Fm. Cobrito. Ni en su composición litológica esencial, ni en su aspecto en masa, ni siquiera en los intervalos con aspecto de flysch (Millán y Somin, 1985a, pagina 14). Y como se conoce; en cualquiera de las zonas metamórficas donde afloran “Cobrito-Caracusey-Boquerones”, presentan el mismo conjunto de microfauna (Norte de la Cúpula de Sancti Spiritus; Norte de la Cúpula de Trinidad, Río Caracusey; Sureste de la Cúpula de Trinidad), para una edad coincidente en todas las secciones, aunque la edad no sea un factor determinante, pero influyente en este caso, cuando se trata de idénticos conjuntos fosilíferos.

Tabla. III. Datos mínimos de las unidades litoestratigráficas discutidas.

Unidad	Área tipo. Holoestratotipo:	Litología	Relaciones	Coord. Lamb.
La Llamágua	La Llamágua. Prov. Cienfuegos. Perfil en el terraplén. Topes de Collantes, 4181 I.	Metaareniscas qz. Intercapas: Filitas sericito-carbonosas.	Cubierta por el Gr. San Juan (Fm. Narciso) concordante.	I: 230.80N y 586.25E. F: 232.40N y 587.00E
Herradura	Herradura. Carretera Manicaragua- Jibacoa. Prov. Villa Clara. Perfil idem. Manicaragua, 4282 III.	Esquist. metaterríg. qz y qz-moscovíticos. Intercapas: esquist. muzc. a veces ricos en grafito.	Cubierta por Fm. Boquerones concordante.	I: 299. 15N y 605 25E. F: 250.00N y 605 25E.
La Chispa	N y NW de Topes de Collantes. Prov.Sancti Spiritus. Perfil Topes de Collantes- Jibacoa. Topes de Collantes, 4181 I.	Esquist. metaterríg. metapelíticos sericíticos o sericito- qz, a veces gráficos, y metaareniscas qz. Intercapas: Metasilic. Esquist. verdes metavulc. Estrat. clzas cristalinas.	Bajo las Fms. Narciso y Cobrito en contacto normal.	I: 232 60N y 601 40E. F: 236 25N y 600 30E
Loma La Gloria	Entre el Pedrero y Gavilanes. Prov. Sancti Spiritus. Perfil en el terraplén	Esquist. qz-moscovíticos con finas intercapas de esq. metapelíticos y	Bajo el Mbro. La Horqueta	I: 241. 60N y 636.90E.

⁵¹ Antes de 1985, tanto las Expediciones Escambray I y II, como los geólogos de IGP; reconocían a las secciones de la Formación Cobrito como “*esquistos calcáreos*” y ambos grupos de investigadores los relacionaban a la “Formación San Juan” (Stanik *et al.*, 1981) o al Grupo San Juan (Millán y Somin, 1981). (Nota del Autor).

⁵² Somin (Somin *et al.*, 1992) en su descripción de la Formación Loma La Gloria, indica lo siguiente: *Tracing of the Caracusey lithofacies to tile west and the east indicates that this lithofacies is replaced by carbonate metallysch unit, the Cobrito Formation, which is widespread in Escambray 2. Fossils of Nasselaria (Albaillelaria 2) radiolarians were found by Somin and Millan in carbonate rocks analogous to those of the Caracusey lithofacies but belonging to the Boquerones unit [19]. The difference between this unit and the Loma la Gloria Formation consists only in a lack of metabasite bothes and a finer alternation of rocks of different composition; the basic lithological background, degree of metamorphism and structure are identical.* Somin, *et al.*, 1992; v. páginas 107 a 108).

	Pedrero- Gavilanes. Loma La Gloria, 4281 I.	raros mármoles foliados. Intercapas: Esq. crist. glaucf. Esq. eclog. Anfib. y metasilcitas.	(Fm. Cobrito) Concordante.	F: 237.90N y 637.10E.
Boquerones	Extremo septentrional del Escambray. Prov. Villa Clara. Perfil Arroyo Boquerones. Cumanayagua, 4182 II.	Márm. esquistosos. Esquist. calcíticos grafiticos y micac. Restos de clzas dolomíticas negras con moldes de radiolarios.	Concordante sobre Herradura.	I: 248. 70N y 602.35E. F: 249.45N y 602 45E.
Cobrito	Cobrito. Oriente de la Sierra de Trinidad. Prov. Sancti Spíritus. Condado, 4281 IV.	Esquist. calcáreos-grafíticos con estratific. rítmica. Intercapas: Estratos delgados de mármol. Esquist. verdes. Esquist. eclog. y granato-anfibol.	Concordante y transicional sobre la Fm. Loma La Gloria.	I: 230.40N y 618.20E. F: 233.60N y 617 40E

De hecho Boquerones es prácticamente indistinguible de la Fm. Cobrito para los efectos de la cartografía a las escalas actuales (**Figuras 19 y 20**).

En la Fm. Cobrito, los esquistos verdes, granato-anfibólicos y eclogíticos o su falta, como ocurre en varios afloramientos no determinan su composición esencial que es independiente de tales intercalaciones, a veces presentes y otras no. Tampoco la recristalización de los esquistos carbonáticos, algo más intensa por sectores, produce cambios notables en su aspecto general.

Si la Fm. Cobrito, muestra cambios en su grado metamórfico⁵³; en tanto sus rasgos fundamentales y propios se mantienen reconocibles; no parece tener justificación ni utilidad práctica⁵⁴ cambiar su nombre y suponerla como una formación diferente; sin importar si aflora en una unidad tectónica "de orden superior", "nappe", o "zona metamórfica" caracterizada por sus parámetros.

Es la imagen en masa, precisamente condicionada por su composición esencial la condición básica en la definición de una formación litoestratigráfica. No su edad o tiempo transcurrido en su depósito, o historia geológica relacionada o mecanismo de su formación; sino su litología observable directamente en los afloramientos pozos o excavaciones y la posibilidad practica de ser delimitada en cartas geológicas. Por lo menos para las escalas que hasta el momento tenemos disponibles.

6.4. ¿Qué decisión tomar con los nombres estratigráficos?

De la discusión anterior se deriva un problema de nomenclatura y cartografía. Las Formaciones Loma La Gloria y La Chispa⁵⁵; ¿podrían ser la misma formación? O en otros términos ¿tiene utilidad tratarlas como entidades separadas y diversas por causa de sus diferencias en grado metamórfico, en tanto esta sea la razón principal de ser distinguidas por separado? Esta preocupación no la tuvieron los geólogos de Escambray I, quienes unificaron a los metaterígenos jurásicos del Escambray bajo la Fm. Sopapo; sin que el grado metamórfico variable obstaculizara cartografiarla y deducir conclusiones, en gran parte acertadas, sobre la estructura de este macizo.

Es seguro que este problema no podrá ser resuelto en este trabajo, pero podemos discutirlo con el fin de descubrir hasta donde podemos llegar.

1-Sus protolitos en lo fundamental son idénticos. Así lo confirman sus estructuras relícticas y la composición petrográfica-química en masa, tipo de estratificación, ritmos clástico-arcillosos, manifestaciones vulcanógenas; volumen de materia orgánica transformada; impregnaciones metálicas (Mn, Cu, Zn); anomalías geoquímicas (X_mZ_n) y otras. Esta serie de rasgos comunes con alta probabilidad hablan de ambientes sedimentarios compartidos; incluso

⁵³**Roca metamórfica.-** Las formaciones constituidas por rocas metamórficas de bajo grado (definidas a propósito como rocas en las cuales las estructuras primarias son claramente reconocibles) son, iguales que las formaciones sedimentarias, diferenciadas principalmente por sus características líticas. Las facies minerales pueden cambiar de un lugar a otro, pero estas variaciones no requieren de la definición de una nueva formación. (Artículo 24. Inciso C. CEN).

⁵⁴ Para ser válida, una nueva unidad debe cumplir con un propósito claro y estar adecuadamente propuesta y descrita; además la intención de establecerla debe ser especificada (pag. 10). Artículo 5.- Propósito y Utilidad. CEN.

⁵⁵ La más polémica es La Chispa que para mi no está bien representada ni caracterizada. Los sectores internos del Escambray representados como esa formación en una y otra cúpula tienen que cartografiarse mejor Al respecto, en los cortes internos de ambas cúpulas, que es donde está representada La Chispa, **el grado de meteorización es más intenso**. Me preocupa que dentro de La Chispa realmente existan distintas formaciones difíciles de representar por el grado de meteorización. (Millán, carta de fecha 7-05-2012 a Humberto Álvarez).

sugieren estructuras fuente, tributarias para sus derrubios en la paleogeografía inicial; además de su buena correlación con las Formaciones San Cayetano y Arroyo Cangre de Cuba occidental.

2-Las diferencias que se reconocen en la literatura; en realidad, se basan en el grado metamórfico. La Fm. La Chispa se delimita en las zonas metamórficas 1 y 2 (de Millán y Somin, 1981 y Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986) en la facies de los esquistos verdes. Loma La Gloria en la zona de más alto grado (Zona 3, autores citados) y en la transición a la Zona 2 en la Cúpula de Sancti Spiritus (Millán y Somin, 1985 a; pag. 11). Las zonas metamórficas no son límites absolutos, ni siquiera permanentes. Serán tan precisas como serán la densidad de muestras, frecuencia de rocas de composición apropiada, accesibilidad a lo largo de las fronteras, técnica de análisis, y la subjetividad de la interpretación. Véanse ejemplos en: Figura 2 de Millán y Somin, 1981; Figura 1 de Millán, 1997; Mapa de las zonas metamórficas de Soucek, 1986. De modo que ¿acceptaremos (de nuevo) el grado metamórfico como el criterio que determina la separación?

3-Las dos formaciones yacen en contacto normal, incluso en transición, bajo la Fm. Cobrito en parte de los cortes de ambas cúpulas donde estas relaciones pueden observarse con razonable seguridad. La asociación entre Fm. Loma La Gloria y Fm. La Chispa con la Fm. Cobrito es regular. Solo en la región SW de la Cúpula de Trinidad se ha comprobado la existencia de contactos de la Fm. La Chispa (La Llamáguá según Millán y Somin, 1985b) normales o en transición con mármoles de la Fm. Narciso (Oxfordiano Medio; Millán y Myczynski, 1979) que es base aceptable del Grupo San Juan⁵⁶ (Millán y Somin, 1981).

6.5. Conclusión.

Como se conoce las formaciones del corte estratigráfico basal del Escambray se han diseminado y popularizado, insertándose en la literatura internacional incluso de forma rutinaria y son citadas en numerosos escritos, tesis y otros ejercicios académicos y se reflejan en los mapas oficiales existentes. Los léxicos estratigráficos cubanos registran estas unidades de forma regular y en términos prácticos tienen una aceptación general. Proponer ajustes y cambios en los términos estratigráficos ya estabilizados me hace sentirme en una posición incomoda, aunque me encuentre poseedor de todas las razones del caso para hacerlo. Para evitar o al menos atenuar esa sensación, personalmente podría imitar a Iturralde-Vinent (2011 y 12) y llamar **“litodema”** a cualquier corte de rocas del Escambray, sin tomarme la molestia de discutir si tal categoría es justificada o no, reservando al futuro la solución definitiva de este problema e ignorando cualquier crítica que al respecto se me haga, si las hubiera. Lamentablemente no me es posible proceder de esta manera que podría ponerme a salvo de discusiones. En tanto este futuro pueda ocurrir, expongo a continuación mi propia solución de la nomenclatura estratigráfica del Escambray.

6.6. Unidades metaterígenas del Macizo Metamórfico Escambray.

Con este término pretendo ordenar la descripción de un conjunto de entidades de roca que cumplen en común las siguientes condiciones:

- Pertenecen a la base estratigráfica del complejo metamórfico, posición que se ha establecido mediante pruebas paleontológicas, edad absoluta o relaciones estratigráficas sustentadas con pruebas de campo.
- Su composición lítica está representada por litotipos terrígenos predominantes; metamorfizados en todas las facies metamórficas del macizo y que se encuentran también presentes, en todas las unidades tectónicas, zonas estructuro-faciales regiones o dominios estratigráficos; indistintamente de la aplicación uso u origen de cualquiera de esos términos.

⁵⁶ De hecho, como se explica más adelante, la Formación Cobrito queda integrada al Grupo San Juan, de modo que tales relaciones alternativas conservadas con el Grupo San Juan son más materia de la estratigrafía e historia geológica que de la tectónica y menos del metamorfismo (Nota del Autor).

- Se han descrito como formaciones litoestratigráficas o como litodemas; como cuerpos únicos o como grupos con diversos sinónimos a lo largo del tiempo; pero respetando su carácter principal terrígeno preponderante, independiente del cumplimiento preciso de los requisitos.

Las unidades que cumplen las anteriores condiciones, con independencia de la validez de la categoría estratigráfica asignada, son las siguientes:

Fm. Sopapo (Zhalousky 1976, en Stanik *et al.*, 1981). Fm. Naranjo (Millán y Somin, 1981). Grupo Naranjo (Millán y Somin, 1985 a). Fm. Loma La Gloria. Fm. La Chispa. Fm. La Llamágu. Fm. Herradura (Millán y Somin, 1985 b). Litodemas Loma La Gloria; La Chispa; La Llamágu y Herradura (Iturralde-Vinent, 2011, 2012).

Otros elementos se encuentran vinculados al corte metaterrígeno en calidad de miembro estratigráfico o de secciones con posición indefinida o de independencia supuesta. Entre ellos se cuentan: Miembro Felicidad (Millán y Somin, 1981) de la Fm. Naranjo. Fm. Yayabo (Millán y Somin, 1981). Esquistos cristalinos de Algarrobo (Millán y Somin, 1981). Esquistos Verdes Felicidad (Millán y Somin, 1985 a) de la Fm. La Chispa. Unidad Yayabo (Iturralde-Vinent, 2011; Litodema Esquistos Felicidades⁵⁷ (Iturralde-Vinent, 2012). Litodema Esquistos Algarrobo (Iturralde-Vinent, 2012).

Estos se tratan de modo independiente en este trabajo, con la discusión de sus categorías estratigráficas y las relaciones existentes, probadas o probables, con los cuerpos de roca dentro de los cuales ellos yacen o se les describe asociados

6.7. Grupo Metaterrígeno (Unidad Informal).

Al considerar las características litológicas esenciales compartidas por estas unidades y las relaciones estratigráficas conocidas que se han observado de forma regular en la totalidad de la extensión del macizo Escambray; parece a todas luces obvio y necesario ordenarlos en una unidad de categoría superior. El establecimiento **formal** de tal elevación de rango no creo que sea una tarea apropiada a emprender por este trabajo y debe ser resuelta durante futuras campañas que seguro serán realizadas en este territorio. Mientras tanto creo de gran utilidad este tratamiento para cumplir el propósito de una exposición ordenada del conocimiento estratigráfico. De este modo y en este trabajo el **Grupo Metaterrígeno** estaría compuesto del modo siguiente:

- Esquistos Loma La Gloria. (Fm. Loma La Gloria), con el Miembro La Horqueta, también perteneciente a la Fm. Cobrito⁵⁸.
- Esquistos La Chispa (Fm. La Chispa), con las litofacies (Miembros) La Llamágu y Herradura, ligeramente diferenciadas de la sección principal. Los Esquistos Verdes Felicidad se describen como una sección asociada a La Chispa, mediante una relación de intercalaciones.

Las unidades Esquistos Algarrobo y Anfibolitas Yayabo; son secciones litológicas estrechamente asociadas a Loma La Gloria en las unidades de mayor grado metamórfico del macizo. ¿Por estratigrafía, tectónica, procesos ocurridos durante el metamorfismo? Justamente por causa de las considerables incertidumbres relacionadas con el origen y las causas de tales conexiones, estas unidades son tratadas como litodemas y no pertenecen al Grupo Metaterrígeno propiamente dicho. Las Localidades Tipo y Cotipo de las secciones metaterrígenas principales dadas por Millán y Somin (1985a) no requieren, a mi entender, modificaciones. Cualquier otro aspecto que se propone modificar o redefinir se desarrolla a continuación. La Fm. Cobrito es una unidad independiente y un equivalente de parte, o de todo el Grupo San Juan; como la interpretaron inicialmente Millán y Somin (Millán y Somin, 1981), de manera que Cobrito debe ser integrada al Grupo San Juan y en este trabajo así se describe.

⁵⁷ El nombre empleado por Millán y Somin (1981) es Felicidad.

⁵⁸ **Artículo 24. Formación.** Una unidad formalmente reconocida como formación en un área puede tratarse como un grupo o miembro de otra formación en cualquier otro lugar, sin necesidad de cambiar su nombre. **Artículo 25. Miembro.** Un miembro puede extenderse lateralmente de una formación a otra. (CEN). **Artículo 24. Miembro.** Lateralmente, un miembro puede extenderse, sobrepasar los límites de la formación donde fue establecido y continuar en otra.

7. ESTRATIGRAFÍA DEL GRUPO METATERRÍGENO.

7.1. Esquistos Loma La Gloria (Formación Loma La Gloria).

Autor.

Guillermo Millán Trujillo y Mark Libovich Somin. (Millán y Somin, 1985 a)⁵⁹.

Unidad de rango Superior.

Grupo Metaterrígeno. Unidad informal en este trabajo.

Categoría estratigráfica.

Loma La Gloria fue incluida, como formación en el Léxico Estratigráfico de Cuba (1ra Versión, Franco Álvarez *et al.*, 1992, *ined.*). Los Esquistos Loma La Gloria integran una unidad, compuesta apoterrígenos muy recrystalizados y plegados, que suelen contener capas o paquetes de rocas cristalinas de alto grado metamórfico y capas o paquetes de mármoles y esquistos carbonáticos; aflorados en los bordes externos de las Cúpulas de Sancti Spiritus y Trinidad (**v. Epígrafe 6.1**).

Nombre y Localidad Tipo.

El nombre, procede de las elevaciones Lomas de La Gloria, del norte de la Cúpula de Sancti Spiritus. Provincia Sancti Spiritus. La Localidad Tipo (**Figura 21**) es el área extensa aflorada en esa misma región, donde fue propuesta su Sección Tipo.

Historia.

Esta unidad fue denominada como parte del “Complejo Carbonatado-Terrígeno” del Escambray (Millán y Somin, 1976). Fue en Millán y Somin (1981) donde esta sección fue nombrada formalmente por primera vez como Fm. Loma La Gloria. En los años siguientes fue reconocida así por Schneider *et al.*, 2004; Stanek *et al.*, 2006; Pardo, 2009 y en general por muchos trabajos sobre geología de Cuba. Iturralde-Vinent, 2011,12; llama a esta sección “litodema”. García-Casco *et al.*, 2009, ha llamado a la unidad “Lithothem”.

Sinónimos.

Thiadens (1937) llamó *Schist formation*) a metaterrígenos y mármoles del Escambray *Schist formation*; sinónimo parcial de Fm. Loma La Gloria. En cambio, el nombre *Trinidad Schist* (de Palmer, 1945) solo es una **corta** mención⁶⁰ al Escambray y es difícil considerarlo sinónimo de Loma La Gloria.

Hill (1959), al norte de la Cúpula de Trinidad, distinguió las rocas carbonatadas (*carbonate Rocks*) y esquistos (*schist*), reflejados en un mapa de buena calidad. El termino “schist” debe considerarse sinónimo, en parte, de Loma La Gloria. La Fm. Sopapo (Zhalousky, 1976, en Stanik *et al.*, 1981) es sinónimo de Loma La Gloria ya que contiene la totalidad de los esquistos metaterrígenos; interpretadas como las unidades del corte de la base del Escambray por la Expedición Escambray I (Stanik *et al.*, 1981). El nombre "Naranjo" (de Millán y Somin, 1981) elevado a Grupo (Millán y Somin, 1985 a), no puede aplicarse a ninguna formación en el Macizo Metamórfico Escambray: Por consiguiente la Fm. Naranjo no es sinónima de Fm. Loma La Gloria, porque no existe.

⁵⁹ En Millán y Somin, 1985 a, aparece citado un trabajo fechado en 1983, donde parece indicarse una primera referencia a la Formación Loma La Gloria. Así también ocurre en el Léxico Estratigráfico de Cuba (1ra Edición, Franco Álvarez *et al.*, 1992; pag. 310). Ningún trabajo con esa fecha aparece en las referencias de Millán y Somin 1985 a ni el Léxico Estratigráfico, aquí citado.

⁶⁰ *In the Trinidad Mountains of southern Santa Clara Province there is a thick series of hornblende, micaceous and calcareous schist. In the Isle of Pines there is a similar series of hornblende, micaceous and quartz schist and phyllites with a thick limestone member that is altered to marble. (Palmer, 1945, pag. 6).*

El Grupo Guamuhaya (Linares *et al.*, 1985) solo fue un término para una representación global del Escambray en un mapa de pequeña escala de la isla⁶¹. Por consiguiente no es sinónimo de Fm. Loma La Gloria.

Extensión geográfica.

Ocupa amplios espacios, generalmente en los perímetros septentrionales de las cúpulas. En la de Sancti Spiritus, se extiende más hacia la zona central. En la de Trinidad, aflora en el borde septentrional y en sectores muy pequeños en la oriental. Esta distribución es coherente con el corte de erosión; mucho más profundo en la Cúpula de Trinidad. Como se infiere de la evolución del relieve; grandes extensiones de Loma La Gloria fueron barridas de la culminación de la Cúpula de Trinidad y una prueba de ello son los restos de sus cabalgamientos sobre el Grupo La Sierrita de edad principal Cretácico al SW de la Cúpula de Trinidad, hacia cuyo interior y central no se observan afloramientos de Loma La Gloria, ni siquiera como klippen.

Estratotipo de la descripción original. (Estratotipo de Unidad).

La Sección Tipo fue establecida por Millán y Somin (1985 a) entre las coordenadas Lambert: Norte 241.60 y Este 636.90 y Norte 237.90 y Este 637.10. Hoja Topográfica. Loma La Gloria. ICGC⁶², en el terraplén El Pedrero-Gavilanes (Figura 21).

Sección Cotipo. (Hipoestratotipo).

Esta sección fue propuesta por Millán y Somin (1985 a) en el camino a La Diana; oriente de la Cúpula de Sancti Spiritus; entre las coordenadas N 230.50 y E 650.00 – N 232.40 y E 645.70 de la Carta Loma La Gloria 1:50,000. En el corte se observan las metaareniscas con esquistos metapelíticos grafiticos moscovíticos, y capas de mármoles foliados y metasilicitas granatíferas. Con frecuencia los esquistos son glaucofánicos-granatíferos y granatíferos. A diferencia de la sección El Pedrero-Gavilanes el grado metamórfico es menor con granulometría más fina y representa una probable transición hacia la Zona 2 del metamorfismo (Millán y Somin, 1981).

Litología de Loma La Gloria en la Localidad Tipo.

Las rocas más características de Loma La Gloria son las metaareniscas cuarzosas (cuarzo hasta 95%) y los esquistos cuarcíferos, de mineralogía muy variable, a partir de recristalización de una matriz o cemento arcilloso o impurezas orgánicas o volcánicas.

Los cortes de metaareniscas se extienden monótonos por cientos de metros a veces con una foliación poco destacada por mica blanca. Su recristalización es tan alta en algunos sitios de metamorfismo más intenso, que solo se conservan el zircón detrítico en varios casos y de rareza contornos de granos (Millán y Somin, 1985 a). Cuando son algo más impuras, pueden contener anfíbol (glaucofana a menudo) y granate disperso; en ocasiones cianita, biotita, clinopiroxeno, clinozoisita, leucoxeno y turmalina accesorio (Stanik *et al.*, 1981); con los feldespatos parcial o por completo albitizados. La parte considerada inferior de modo convencional, tiene capas más gruesas de metaareniscas, separadas por intercalaciones metapelíticas rítmicas. A pesar de la fuerte compresión y el multiplegamiento que provocó intensa foliación y esquistosidad, en localidades y afloramientos suficientemente frescos, las capas y bancos de metaareniscas se observan con bastante claridad.

Las capas conservadas alcanzan algunos centímetros y a veces muestran un aspecto masivo, organizadas en bancos de varios metros (hasta 5 metros según Millán y Somin, 1985 a), convertidas en esquistos cuarcíferos moscovíticos (Figura 22) de fábrica foliada o bandeada. Pero, hacia el techo estratigráfico (Fm. Cobrito) los ritmos son más finos y repetidos. En algunas secciones, las metapelitas pueden predominar sobre las metaareniscas y los ritmos se invierten.



Figura. 21. Localidad Tipo con la Sección Tipo en la parte septentrional de la Cúpula de Sancti Spiritus. Coordenadas Lambert Inicial Norte 241.60 y Este 636.90 y Final Norte 237.90 y Este 637.10. Hoja Topográfica. 1: 50,000. Loma La Gloria.

Las rocas metapelíticas por lo general grafiticas finamente laminadas, son el segundo componente principal del corte. En casos puede llamárseles esquistos de grafito, al parecer derivados de materia orgánica primaria. Yacen en ritmos bastante regulares con las rocas metapsamíticas, contrastando con ellas por la coloración, la fina foliación, el elevado contenido de mica blanca (esquistos moscovito-cuarcíferos con moscovita (72%-85% cuarzo) 15% de moscovita ($\pm$ fengita y paragonita), 10% de sericita y grafito.

Se destacan netamente de las rocas cuarcíticas pero también forman con ellas transiciones estrechas, en proporción equivalente. Por el grado de recristalización es difícil determinar la granulometría original de estas rocas, pero de acuerdo a la composición mineral se puede deducir que existen derivados de granulometrías más finas limolito-aleuríticas con muchas impurezas arcillosas.

Hacia la Zona 3 del metamorfismo, en la parte norte de la Cúpula de Sancti Spiritus y el N de la de Trinidad, los esquistos glaucofánicos son abundantes y de carácter polimineral. Contienen glaucofana-crossita, moscovita a menudo fengita, granate, clinozoisita, rutilo, albita y esfena, con epidotas, clorita y óxidos metálicos, a menudo con rasgos regresivos (Millán y Somin, 1985 a b; Stanik *et al.*, 1981; Soucek y Álvarez-Sánchez, 1986, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986).

Hacia la Zona 2 del metamorfismo atenuado (según Soucek, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986), al este de Mina Carlota (N y NE de la Cúpula de Trinidad) y oeste del Hoyo de Padilla; abundan los esquistos lawsoníticos-albíticos-anfibólicos (albita 35%; anfíbol 30%), (lawsonito-albita-clorita-epidóticos-actinolíticos) (clorita + epidota 25%; clinozoisita 5%), con titanita y metálicos (hematita) (Tabla IV). Son verdosos de fábrica planoparalela, que ya son esquistos verdes metabásicos con mucho material volcánico.

⁶¹ Linares *et al.*, 1985; Mapa geológico de la República de Cuba, escala 1:500,000.

⁶² ICGC: Instituto Cubano de Geodesia y Cartografía. (Nota del Autor).

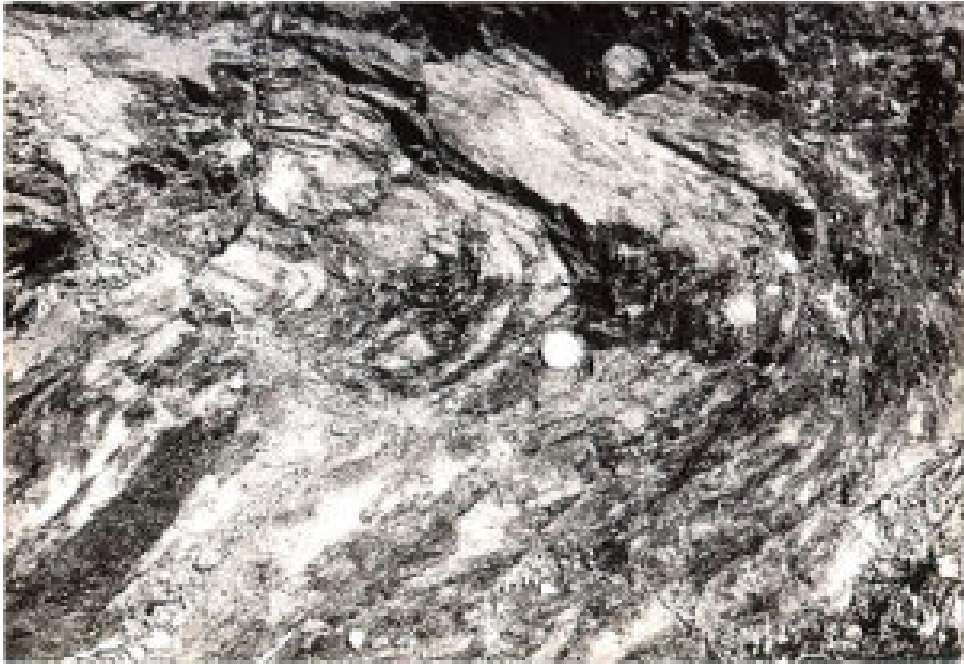


Figura.22. Micaesquistos cuarcíferos grafiticos de Loma La Gloria. Norte de la Cúpula de Trinidad. (Foto: Duchan Dostal. 1984. Escambray II).

Tabla. IV. Composición química de esquistos de Loma La Gloria⁶³ (Escambray II).

Óxidos	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+H ₂ O ₋	P ₂ O ₅	CO ₂	PPI	Sitios
Esquistos															
Cuarzo-clorita.	74.98	0.20	6.26	3.69	3.74	0.08	6.50	0.49	0.10	0.10	0.42-0.36	0.020	—	3.96	1210124
Sericita-cuarzo.	83.48	0.35	8.85	1.69	0.79	0.01	0.55	0.29	1.01	0.94	0.30-0.34	0.04	0.40	—	1204122
Clorita-anfíbol-albita	49.64	0.79	15.97	2.70	5.53	0.05	9.10	10.29	2.02	0.12	0.18-0.31	0.14	1.62	—	1205125
Moscovita-cuarzo.	47.90	0.64	16.43	1.27	4.92	0.04	11.14	13.01	0.44	0.04	0.04-0.18	0.06	0.32	—	1204124
Anfíbol-albita.	49.06	1.28	19.35	1.23	7.97	0.07	9.27	9.69	2.34	0.25	0.25-0.28	0.13	1.85	—	1208121

Las rocas carbonatadas no son características típicas de Loma La Gloria pero pueden aparecer en paquetes de algunos metros de potencia, que aumentan en cantidad hacia el tope, cerca del contacto con la Fm. Cobrito, hecho que se debe tener en cuenta.

Hacia la parte superior de este contacto ocurren lentes y capas de mármoles oscuros y esquistos calcíferos. Los mármoles son muy grafiticos y los esquistos calcíferos muy impuros. Entre estos últimos, los más frecuentes son del tipo carbonato-moscovíticos con clorita, granate, titanita ± anfíbol y grafito, de fábrica planoparalela, porfidoblástica o sin orientación preferente. Estas rocas carbonatadas, en particular los mármoles oscuros con una local fábrica brechiforme, fueron llamadas por Somin *et al.*, 1992 "facies Caracusey" de la Cúpula de Sancti Spiritus.

Los mármoles se componen de calcita impregnada de grafito y contienen mucha moscovita y paragonita (Somin *et al.*, 1992), granate, cuarzo y titanita ± clorita. La fábrica es plano paralela típica. En estos mármoles ricos en silicatos se contienen intercalaciones de metabasitas granato-glaucofánicas y eclogitas con paragonita, que son las más llamativas pero no las más abundantes. Estas rocas son equivalentes al Miembro La Horqueta (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992 *ined.* y en Franco Álvarez *et al.*, 1992) de la Cúpula de Trinidad y pueden ser un equivalente de ese miembro, reducido de potencia en la Cúpula de Sancti Spiritus.

⁶³ La totalidad de las muestras pertenecen a la Hoja Cumanayagua 1:50,000, en la parte NW de la Cúpula de Trinidad. (Nota del Autor).

Metasilicitas.

Millán y Somin, 1981 y Stanik *et al.*, 1981; identificaron primero los esquistos metasilicíticos no detríticos en el Escambray como derivados de la actividad volcánica. Somin *et al.*, 1992; refieren capas en la Cúpula de Sancti Spiritus, sin zircón detrítico, interpretadas como metasilicitas con zircón ideomorfo de posible origen ígneo o metamórfico.

Las metasilicitas en la Cúpula de Trinidad se han estudiado por varios autores (Somin y Millán, 1981; Stanik *et al.*, 1981; Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986, Millán y Álvarez-Sánchez, 1992).

Según Soucek y Álvarez-Sánchez (en Dublan y Álvarez Sánchez, *op cit.*), son comunes en Loma La Gloria, La Chispa, la Fm. Cobrito y los esquistos Felicidad y Algarrobo, en la región septentrional de la Cúpula de Trinidad y, de acuerdo a su composición, no cabe duda de su estrecho vínculo con la actividad volcánica. Se caracterizan por la ausencia de las texturas clásticas relícticas y de zircón detrítico. De costumbre son bandeadas. En Loma La Gloria (y Miembro La Horqueta) las metasilicitas granatíferas impuras con glaucofana son frecuentes y también pueden observarse en la proximidad de esquistos calcáreos y capas de mármoles foliados, con o sin granate.

Presentan una gran variedad mineralógica y elemental. Contienen, además de cuarzo (hasta 60-70%), granate (20%, de rareza 50%), moscovita-fengita (± 10%), albita accesoria, clorita (oxiclrita), rutilo+titanita. Algunas contienen altos contenidos metálicos (hematita, magnetita y manganeso). Soucek (*op cit.*) reporta un raro caso de una metasilcita albítica con K-feldespatos.

Una metasilcita del norte de la cúpula occidental contenía tanta glaucofana con mica clara hasta 50% de volumen, con bandas mica clara y de granate anillado, con la glaucofana en porfidoblastos, encerrando los granates en poiquilitos.

El protolito de estas rocas se deriva en parte de chert estratificados (con restos irreconocibles de radiolarios); pero no cabe duda su vínculo con intensas exhalaciones volcánicas que provocaron elevados enriquecimientos de sílice y elementos metálicos (¿jaspilitas?). Una elocuente prueba se encuentra en las metasilicitas manganesíferas que llegan a alcanzar decenas de metros de potencia (Molak y Bernal, 1986) que se destacan en Loma La Gloria y Cobrito⁶⁴. Estos esquistos hasta con 60% de óxidos negros de Mn concentrado en bandas, con moscovita, granate y metálicos oxidados (limonita); en análisis espectrales cuantitativos (muestras 3301144, 3301145 y 3303144) contenían Ti, Cu, Ni, Co, Zn, Mo, V, Cr, Sr, Pb, Ag, Cd, Ga, Zr, Ge, Ba y tierras raras; pero también La, Y, Yb y Sc, todos en cantidades pequeñas, pero suficientes para su detección.

Intercalaciones de rocas cristalinas.

Las eclogitas y derivados diafóricos de eclogitas; los esquistos clinopiroxeníticos, zoisíticos, granato-glaucofánicos, anfibolitas y metasilicitas granatíferas forman parte del grupo de mayor contraste con las rocas micáceo-cuarzosas y llaman siempre la atención. Con gran cantidad de granate, glaucofana, zoisita, clinopiroxeno y lawsonita, parecen transitar hacia los esquistos de tipo Algarrobo (**Epígrafe 7.2**); que son frecuentes en Loma La Gloria como capas concordantes; también conocidos en la Fm. Cobrito.

Más escasos son los lentes y capas hasta 10 m de potencia de anfibolitas granatíferas. Generalmente son albíticas con fábrica nematogranoblástica a heteroblástica planopaparela, formada por anfíbol verde azul y matriz de albita-clorita-actinolita y accesorios (apatito y metálicos). Estas anfibolitas son tan similares al Litodema Anfibolitas Yayabo que parecen prácticamente las mismas⁶⁵. En la región oriental y NE de la Cúpula de Sancti Spiritus, estas anfibolitas de despliegan en cuerpos grandes de considerable potencia (hasta más de 300 m) suscitando un problema irresuelto de la estratigrafía del Escambray, por su discutida pertenencia a las Anfibolitas Yayabo.

Dentro de los esquistos cristalinos la mayor atención se orienta hacia las eclogitas (**Epígrafe9**). Son rocas exclusivas de Loma La Gloria, de la Fm. Cobrito, del Litodema Algarrobo y del Mélange Loma de **Los Guapos** (Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986; Álvarez-Sánchez *et al.*, 1992). En Loma La Gloria, las eclogitas en grandes budinas son reportadas en el Río Caracusey, Cúpula de Sancti Spiritus (Millán y Somin, 1985b; Somin, *et al.*, 1992), en mármoles y

⁶⁴ Las metasilicitas con manganeso son las rocas principales de la Formación La Sabina, donde forma secciones prácticamente puras don finas intercalaciones de esquistos metatufíticos. Nota del Autor.

⁶⁵ Es cierto que dentro de la Unidad 3 se ven intercalaciones de anfibolitas granatíferas aparentemente idénticas a Yayabo. Sin embargo bajo el microscopio siempre contienen restos de eclogitas que indican que estas anfibolitas son producto de un metamorfismo regresivo más tardío. Incluso estos cuerpos intercalados de eclogitas reelaborados en anfibolitas (en diferente grado) pueden contener intercalaciones de metasilicitas. Correspondencia de G. Millán (7-05-2012).

esquistos calcáreos referidos a la Fm. Cobrito (Millán y Somin, 1985 b) o como parte de Loma La Gloria (Somin, *et al.*, 1992).

En la región de La Sierrita, al SW de la Cúpula de Trinidad (Lomas de San José-Pico Blanco), Loma La Gloria contiene intercalaciones de eclogitas y apoeclogitas granatíferas con glaucofana y zoisita desde algunos centímetros hasta varios metros, yacentes en concordancia, con los esquistos cuarcíferos micáceos metaterrígenos y los esquistos calcáreos y mármoles de Cobrito. Estas intercalaciones se derivan de cuerpos de metabasitas, que se reconocen como metagabros y metabasaltos en perfiles de metamorfismo algo atenuado (ver Miembro La Horqueta de las Formaciones Loma La Gloria y Cobrito).

Alteraciones meteóricas y su aspecto en afloramientos.

En cortes profundos el color es gris oscuro a negro a verde grisáceo. En la superficie es rojizo-ocre, amarillento, a veces abigarrado. También existen afloramientos frescos en superficie. Los afloramientos muy meteorizados semejan un metamorfismo menor y pueden confundirse con otras unidades. La meteorización se aproxima al tipo laterítico favorecido por pirita, granate, clorita, manganeso y otros que se oxidan rápido en condiciones tropicales. Stanik (Stanik *et al.*, 1981) señala que el 90% de las lateritas se derivan de la Fm. Sopapo ($\approx$ Loma La Gloria + La Chispa) un indicio acertado sobre la posición suprayacente de los metaterrígenos sobre los mármoles del Grupo San Juan, en la parte central de la Cúpula de Trinidad.

Rasgos diferenciales.

Está claro que estas unidades tienen un alto grado de semejanza y su distinción se complica por su colocación en unidades tectónicas o sus relaciones con las zonas metamórficas. Para Loma La Gloria, los elementos distintivos deben establecerse respecto de los Esquistos La Chispa, ya que ambas unidades son muy similares en su litología principal.

Los criterios básicos comprenden aspectos de valor crítico que pueden examinarse.

Loma La Gloria contiene rocas cristalinas de alto grado metamórfico y los específicos esquistos Algarrobo, yacentes en Loma La Gloria como intercalaciones finas a métricas. Ni los esquistos Algarrobo ni las eclogitas se conocen en La Chispa. Este contraste puede ser un **criterio No. 1**; en tanto sea regular y constante en el espacio. Es un criterio de gran valor en la distinción. En el campo funciona en afloramientos extensos pero puede ser dudoso en secciones pequeñas y aisladas.

Aunque La Chispa no contiene intercalaciones de alto grado; en su corte se intercalan paquetes de los Esquistos Verdes Felicidad. Si bien ambas formaciones contienen material ígneo metamorfozado en grados de recrystalización diferente; los esquistos Felicidad son suficientemente contrastantes y se reconocen bien. Si esto es una regularidad, la ocurrencia de los Esquistos Felicidad, de grado algo inferior, yacentes dentro de cortes metaterrígenos, indica secciones de La Chispa; es decir un **criterio No. 2** de diferenciación. Estos criterios aún son de valor convencional para la cartografía.

Relaciones estratigráficas.

Loma La Gloria descansa bajo la Fm. Cobrito en transición (Millán y Somin, 1985ab; Álvarez-Sánchez; en Dublan y Álvarez-Sánchez, *et al.*, 1986). (**Figura 23**) en la totalidad de las localidades observadas donde las relaciones estratigráficas son visibles y seguras, El contacto puede ser normal, de transición o con litologías interpuestas, incluso puede ser tectónico. Donde el contacto es normal el techo de la Formación se coloca donde se afirma el corte de Cobrito. Mediante transiciones, donde se producen claras inter-capas de los metaterrígenos con los esquistos calcáreos de Cobrito, suele ocurrir el Miembro La Horqueta de la Fm. Cobrito (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992), que se describe por primera vez en este trabajo.

Tal es la situación que se ha estudiado en las regiones de La Sierrita y Las Moscas, al Suroeste y Oeste de la Cúpula de Trinidad, donde Loma La Gloria yace bajo ese miembro de transición. Como la transición a veces es algo brusca, el

contacto superior de Loma La Gloria se coloca donde aparecen las primeras intercalaciones rítmicas de esquistos calcáreos y metapsamitas, es decir, donde se afirma el corte de Cobrito. Hay que tener en cuenta que, por inversión tectónica del corte, a veces se observa la disposición inversa.

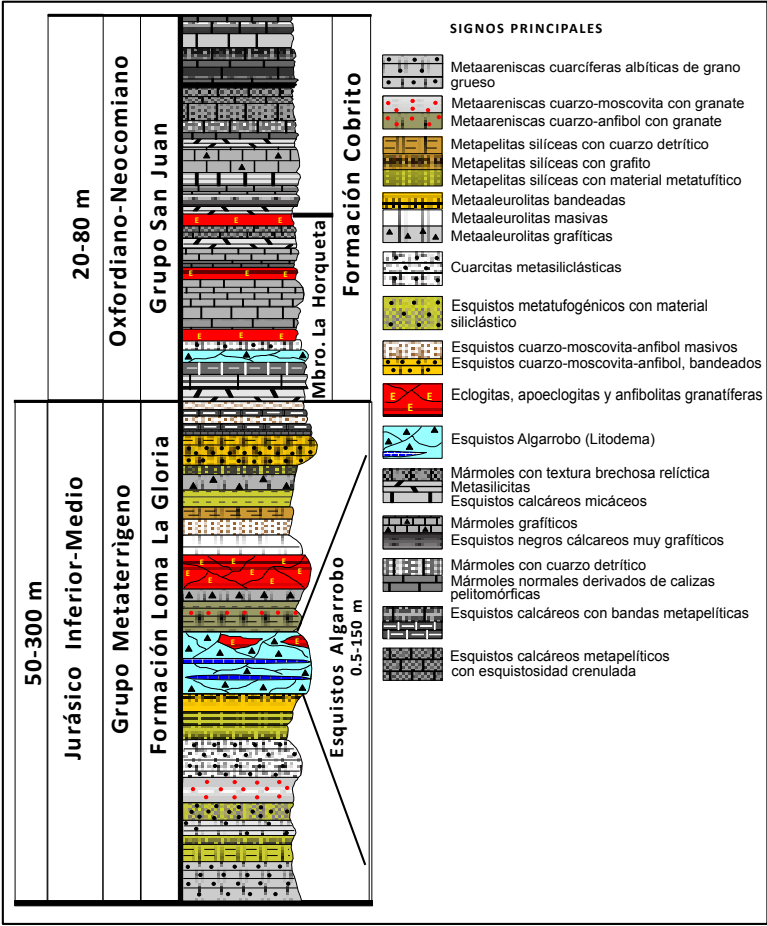


Figura.23.Columna estratigráfica de la Fm. Loma La Gloria en la región del terraplén Hoyo de Padilla-Las Moscas. Periferia Oeste de la Cúpula de Trinidad. Nappe Monforte, en la zona de alto grado metamórfico. (Según Álvarez-Sánchez, en Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, inédito). (Lámina 4).

Como la Fm. Loma La Gloria ocupa áreas extensas en la periferia de ambas cúpulas, al Norte, Sur y Este de la Cúpula de Sancti Spiritus y Norte de la Cúpula de Trinidad, es posible apreciar que esta relación con la Fm. Cobrito es constante y bien comprobada.

Las unidades compuestas por el par Loma La Gloria-Cobrito ocupan la posición estructural más elevada en la estructura del Escambray (Lámina 4). Independiente de la interpretación de la causa que se proporcione; escamas, nappes, cabalgamientos y su pertenencia a una cierta “zona metamórfica” esta unidad es enteramente comparable con la denominada Nappe Monforte (Álvarez-Sánchez y Millán, 1992, *ined.*), cuya localidad característica de referencia se encuentra en la región de La Sierrita, al Suroeste de la Cúpula de Trinidad.

Loma La Gloria nunca se ha observado en una relación estratigráfica normal con los mármoles del Grupo San Juan (Millán y Somin, 1981). La Fm. La Chispa, en cambio, transiciona con la Fm. Narciso del Grupo San Juan, al sur de la Cúpula de Trinidad (Millán y Somin, 1985a). En esta región La Chispa está representada por el Miembro La Llamagua con estas relaciones de transición. A pesar de lo anterior, La Chispa puede relacionarse tectónicamente con unidades del Grupo San Juan de forma tajante en diversas variantes de ángulo e incluso en posición completamente invertida; con La Chispa, mármoles San Juan y Fm. Yaguanabo, en ese orden, desde la superficie a la profundidad (*e. g.* Pozo Estructural 11; Stanik *et al.*, 1981). Cuando Loma La Gloria se relaciona con los mármoles propiamente dichos, los contactos son siempre tectónicos; con Loma La Gloria generalmente suprayacente. Ya Stanik (Stanik, *et al.*, 1981) precisamente hubo de referirse a los contactos de la Fm. Sopapo con los mármoles de la Fm. San Juan.

En el borde externo de ambas cúpulas existen secciones de metaterrígenos sin rocas cristalinas, a pesar de que su recristalización es completa. Estas secciones (llamadas por Millán y Somin, 1985b Fm. Herradura⁶⁶), redefinidas aquí como pertenecientes a La Chispa, descansan en un contacto normal o de transición bajo la Fm. Cobrito. Este contacto estratigráfico de metaterrígenos prácticamente puros con Cobrito; es uno de los puntos a dilucidar en los futuros trabajos pendientes en el Escambray, para solucionar las posibles equivalencias, enmascaradas por el metamorfismo, entre estas dos formaciones⁶⁷.

Por consiguiente las relaciones estratigráficas con el fin de establecer discriminación entre La Chispa y Loma La Gloria son confusas y no seguras. Es por esto que las diferencias que se suponen entre ambas unidades, que se enfatizan con el fin de considerarlas formaciones diferentes, **quedan dependientes del grado metamórfico**.

Transiciones entre las zonas metamórficas.

El hecho de que la Fm. La Chispa de observe hacia las áreas centrales e internas y Loma La Gloria hacia las periferias (con las excepciones conocidas), en mi opinión no es un hecho derivado de la zonación metamórfica ni depende de ella; sino que es causado por la **tectónica de cabalgamientos** y en parte por la morfología del corte de erosión actual adquirido durante el ascenso del macizo. En este sentido Millán y Somin tienen razón en su intento de delimitar "unidades tectónicas"; ya sea mantos paraautóctonos, alóctonos, propiamente dichos, o que resulten restos de lo que fueron "zonas estructuro-faciales" desplazadas; **independiente de si los intentos realizados hasta ahora son acertados o no**.

En las zonas internas la Formación yace bruscamente en un contacto tectónico de cabalgamiento sobre otras unidades que, a su vez, poseen un grado metamórfico contrastante, en cuyo caso y en localidades específicas, puede producirse una coincidencia aproximada entre una frontera tectónica regional y un salto relativo en el grado metamórfico, como parece ocurrir en la región de Crucecitas y Hoyo de Padilla-Las Moscas, al Norte y Oeste de la Cúpula de Trinidad donde un nappe compuesto de las Formaciones Loma La Gloria y Cobrito cubre a la Unidad Tectónica Crucecitas (Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986) situada hacia el Sur, integrada por secciones del Grupo La Sierrita (Millán y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1992).

Como quiera que estas relaciones tectónicas se observen en muchos lugares del Escambray con diferentes unidades litológicas bajo Loma La Gloria y la Fm. La Chispa, con mayor claridad en las regiones periféricas de la Cúpula de Trinidad; es que se afirma el concepto de que rocas del fundamento del Escambray no aflora en parte alguna. Es el caso equivalente a la Cordillera de Guaniguanico, donde tampoco aflora, la base de la Fm. San Cayetano, reunida en mantos tectónicos que cabalgan secuencias de los equivalentes de los mármoles del Escambray.

Espesor y base.

En la Cúpula de Trinidad, donde la erosión es profunda y Loma La Gloria se propaga hacia los bordes, puede alcanzar entre 200-400 m, que aparenta el doble a causa del plegamiento isoclinal. En la Cúpula de Sancti Spiritus mucho más deprimida, con una espesa coraza de rocas metamórficas de alto grado extendida hasta el centro de la cúpula, la Formación puede alcanzar entre 350-400 m, con la incertidumbre de las duplicaciones. Estos espesores de ser ciertos, son llamativamente pequeños comparados con su equivalente en la Cordillera de Guaniguanico: La Fm. San Cayetano. A pesar de que su espesor es discutido y su base no se conoce, sobrepasa seguramente los 1,500 m. La Fm. Arroyo Cangre (Piotrowski, en Pszczółkowski, 1987), un buen correlativo en Cuba occidental, alcanza unos 700 m.

⁶⁶ Referidos en este trabajo a la Formación La Chispa (Nota del autor).

⁶⁷ Es más común que las secuencias de Loma La Gloria estén próximas al límite de contacto el cinturón de anfibolitas de la Zona Manicaragua. Pero hay una importante excepción a esta situación que puede observarse bien, desde la zona de La Terminal, al Norte de la mina La Carlota, hasta mas hacia el Oriente de la longitud do Picos Blancos, En ese sector, del borde externo de la franja levantada está ocupado por secuencias que responden mejor con los rasgos característicos de la Formación La Chispa, que ocupa la posición más alta del Grupo Naranjo..... Secuencias metaterrígenas prácticamente puras, más típicas de la Formación La Chispa se han observado también hacia el borde externo de las cúpulas. Un ejemplo puede observarse al Norte de Cordovanal y Arroyo Bermejo, en el macizo de la Loma de Los Guapos. (Álvarez-Sánchez; en Dublan y Álvarez-Sánchez, *et al.*, 1986; Informe Zona Centro, pags. 19 y 28).

Nunca se ha observado la base de Loma La Gloria. De existir, no aflora en el Escambray (Stanik *et al.*, 1981; Millán y Somin, 1985ab; Álvarez-Sánchez en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986). Tal circunstancia equivale al caso de Guaniguanico, donde tampoco se conoce la base de sedimentación de las Formaciones San Cayetano, Francisco o El Sábalo (Pszczółkowski *et al.*, 1975). Una situación similar ocurre en el Complejo Metamórfico de Isla de Pinos, también en Cuba occidental.

Edad.

Se han realizado estudios K/Ar, Pb/Pb (Somin *et al.*, 1992); CA-TIMS (Somin *et al.*, 2009); SHRIMP (Rojas-Agramonte *et al.*, 2006, 2012); la mayor parte dedicados a las eclogitas. Los resultados son interesantes y significativos y confirman la conclusión de la edad post-Triásico de las rocas del Escambray y de su metamorfismo (Somin *et al.*, 2009). Pero en lo concerniente a la edad de las rocas base de Loma La Gloria (metaareniscas, esquistos cuarzo-mica; glaucofánicos y otros) no hay mucha información. No obstante Rojas-Agramonte reporta en un trabajo en preparación (comunicación personal, 2018) unos esquistos metaterrígenos que pertenecen a Loma La Gloria, determinados por SHRIMP, con una edad no más antigua que Jurásico temprano a tardío (¿Oxfordiano?).

Las mejores evidencias de la edad de Loma La Gloria provienen de las pruebas micropaleontológicas. En la Cúpula de Trinidad se encontraron restos de radiolarios de aspecto mesozoico (Ducloz y Vuagnat, 1956; Stanik *et al.*, 1981; Bolotin *et al.*, 1970). En los esquistos calcáreos de la “facies Caracusey” (Somin *et al.*, 1992) en el contacto de transición de la Fm. Cobrito con los metaterrígenos, se encontraron radiolarios (tanto nasselaridos como espumelaridos), moldes de dinoflagelados semejantes a *Cadosina sp.* (Furrazola-Bermúdez, en Millán y Somin, 1985b); un alga segmentada comparable a *Globochaete alpina (¿)* y planctónicos semejantes a *Calpionellidae o Chitinoidea* (**ver Epígrafe 6.1.1**). Estas determinaciones, en un rango de edad del Jurásico Superior a Neocomiano en las rocas del techo de Loma La Gloria, permiten establecer una edad Jurásico temprano a Jurásico tardío, quizá Oxfordiano, para el protolito terrígeno de Loma La Gloria; en buena correspondencia con la parte superior de la Fm. San Cayetano de la Sierra de Los Órganos de Cuba occidental (Pszczółkowski *et al.*, 1975).

7.2. Esquistos metaterrígenos La Chispa (Formación La Chispa).

Autor.

Guillermo Millán Trujillo y Mark Libovich Somin. (Millán y Somin, 1985 a).

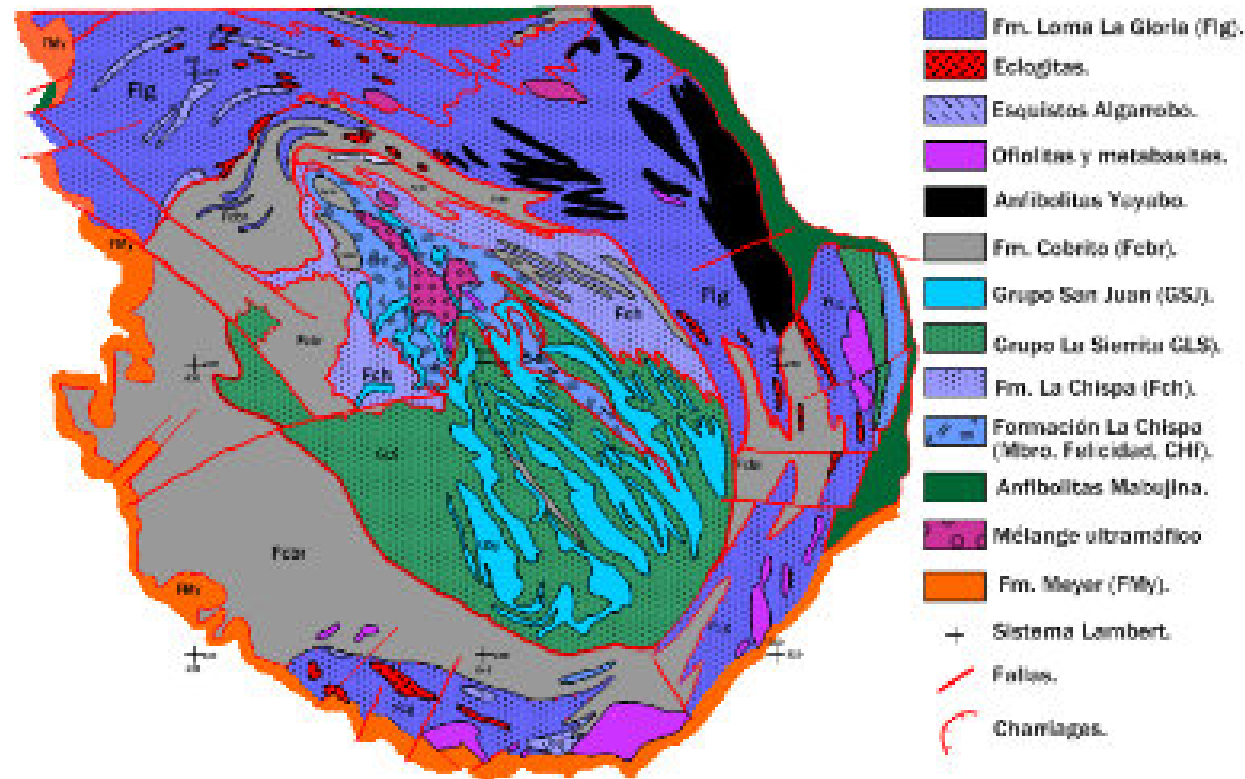
Unidad de rango Superior.

Grupo Metaterrígeno. Unidad informal en este trabajo.

Historia.

La Fm. La Chispa es una de las dos formaciones metaterrígenas originales del Grupo Naranjo (Millán y Somin, 1985a). Desde su definición a la unidad quedó asociado miembro metavulcanógeno denominado Esquistos verdes Felicidad. Una facies, caracterizada por homogeneidad litológica, adentrada hacia el interior de la Cúpula de Trinidad (Zona Metamórfica 1) y bajo la Fm. Narciso del Oxfordiano, fue llamada Fm. La Llamágu. Otra facies, idéntica a la anterior, pero de mayor cristalinidad, expuesta en la periferia de ambas antiformas, fue separada bajo el nombre de Fm. Herradura (Millán y Somin, 1985 b). Según Millán y Somin (1985a; pag. 18) "*Ambas facies de la Fm. La Chispa también parecen contactar estratigráficamente con esquistos calcáreos de la Fm. Cobrito en distintos lugares de ambas cúpulas, destacándose, en ocasiones, una zona con intercalaciones de esquistos calcáreos y esquistos metaterrígenos en la transición de una a la otra*". En las discusiones precedentes he discutido sobre la validez de estos nombres litoestratigráficos (ver Epígrafe 6.1.).

LÁMINA 1. MAPA GEOLOGICO SIMPLIFICADO DE LA CÚPULA DE SANCTI SPIRITUS



Categoría estratigráfica.

La Chispa fue aceptada como formación litoestratigráfica, en el Léxico Estratigráfico de Cuba (1ra Versión, Franco Álvarez *et al.*, 1992, *ined.*) por decisión de la Subcomisión del Jurásico del Léxico Estratigráfico de Cuba y así publicada en la versión citada⁶⁸. Como en el caso de los esquistos Loma La Gloria, La Chispa ha recibido un tratamiento equivalente en la literatura.

Sinónimos.

El Léxico Estratigráfico de Cuba (Franco Álvarez, *op cit.*) refiere sinonimias con trabajos muy antiguos que respetan historia legítima pero poco práctica. Una equivalencia más actual sería la Fm. Sopapo (Zhalousky en Stanik, *et al.*, 1981), de mayor equivalencia con la Fm. La Chispa. En mi concepto, los sinónimos de La Chispa y de Loma La Gloria son enteramente los mismos. A salvo de mis posibles discrepancias con el Léxico, las unidades sinónimas de La Chispa son las siguientes: Schist formation, Thiadens (1937). Carbonate Rocks y Schist, Hill (1959). Fm. Sopapo, (Zhalousky, 1976 en Stanik *et al.*, 1981).

Nombre y Localidad Tipo.

El nombre La Chispa es el de un caserío, al Norte del centro turístico de Topes de Collantes, en la parte central de la Cúpula de Trinidad (Figura 24). Millán y Somin (1985a) establecieron la Sección Tipo en el área de sus afloramientos principales. Esta sección se puede observar a partir de la localidad Topes de Collantes a lo largo de la carretera asfaltada a Manicaragua, hasta las proximidades del poblado de Jibacoa.

Sección Tipo. Holoestratotipo.

La Sección Tipo se determina en los cortes de la carretera, con coordenadas Lambert: Norte 232.60 y Este 601.40 (iniciales) y Norte 236.25 y Este 600.30 (finales). Hoja Topográfica Topes de Collantes. 4181 I. ICGC. (Figura 25). Una Sección Cotipo. (Hipoestratotipo) no se ha definido por sus autores.



Figura.24. Esquema de la situación de la Localidad Tipo de la Fm. La Chispa (Millán y Somin, 1985a). En la Cúpula de Trinidad. Mapa 1:250,000. Series 1501 Air Sheet NF 16-6. Edition 6. Elevación en pies.

A lo largo de la carretera abundan los cortes bien aflorados de esquistos metapelíticos sericito-cuarzosos a veces cloríticos y metaareniscas cuarcíferas con estratificación conservada. Ocasionalmente aparecen intercalaciones de metasilicitas convertidas en cuarcitas clinozoisíticas y esquistos verdes metatufogénicos básicos que pueden manifestarse como rocas mixtas de material terrígeno-vulcanógeno (Figura 26). Dentro de ciertas distancias se destacan lentes y capas en budinas de mármoles de color gris oscuro. Por su posición esta sección se encuentra hacia el borde externo de la Zona Metamórfica I, por cuya causa se preservan bastante bien rasgos primarios de las estructuras sedimentarias.

Extensión geográfica.

La Fm. La Chispa se expone en áreas de diversas dimensiones en ambas cúpulas. En la parte central de la Cúpula de Trinidad los afloramientos se extienden por decenas de kilómetros, en una estrecha relación con mármoles del Grupo San Juan, imprimiendo al relieve rasgos que recuerdan mucho al paisaje de la Sierra de los Órganos. En la Cúpula de Sancti Spiritus La Chispa ocupa áreas más pequeñas en su parte central. En la región central de la Cúpula de Trinidad el grado metamórfico no es elevado y corresponde en su mayor parte, con la Zona Metamórfica 1 y parte de la 2, de Millán y Somin (1981).

Litología de La Chispa en la Localidad Tipo.

La Fm. La Chispa es una sección bastante homogénea y hasta monótona, de esquistos metaterrígenos derivados de areniscas cuarcíferas y de rocas arcillosas transformadas en esquistos sericíticos, cloríticos, sericito-cuarcíferos y cuarcífero-micáceos (moscovíticos), a menudo grafíticos y a veces con granate. En los afloramientos de caminos se manifiestan con claridad los ritmos de esquistos metaterrígenos derivados de areniscas y limolitas con las intercalaciones finas de metapelitas sericito-cuarcíferas, con una fábrica hojosa

⁶⁸ El autor formaba parte de esta subcomisión.

destacada por las micas. En otras secciones se destacan ritmos donde los esquistos metapelíticos sericito-cuarcíferos lustrosos predominan mientras las capas de metaareniscas están supeditadas. En estas secciones es donde abundan los lechos grafiticos derivados de material carbonoso, por lo visto de origen primario. Las secciones grafiticas, cuando frescas, se aprecian altamente enriquecidas en grafito, en forma de esquistos negros de tacto grasoso con finos cristales de sericita.



Figura.25. Localidad Tipo y Sección Tipo de la Fm. La Chispa, Cúpula de Trinidad. Hoja Topes de Collantes 1: 50,000. 4181 I. ICGC. (Cuadrícula= 1Km). De acuerdo con Millán y Somin (1985a). (Gráfica del autor).

Las rocas metapsamíticas en bancos finos a medios (10 a 20 cm, raramente más) contienen cristales de albita y a veces pequeños cristales de granate, magnetita, zircón y rutilo. Son rocas de tonalidades claras, gris acerado a blanco grisáceo en los afloramientos frescos (**Figuras 27 y 28**), con una participación muy alta de cuarzo detrítico relíctico, a menudo más del 70%. La fábrica es típicamente, plano paralela muy expresiva (**Figura 27**).

Las metaareniscas de La Chispa, localmente conservan algunas texturas relícticas de su protolito psamítico, aunque en las secciones afloradas en las unidades de las periferias de las cúpulas la mayor parte de los afloramientos presentan un grado avanzado de recrystalización, presentándose como verdaderos esquistos silicios foliados, fuertemente multiplegados. De hecho en las zonas de alto grado metamórfico (presión alta), en los bordes de las cúpulas, los esquistos metaterrígenos de La Chispa pueden confundirse con rocas equivalentes de la Fm. Loma La Gloria.

Mármoles y esquistos de manganeso.

Frecuentemente en las sucesiones se destacan unas intercalaciones de mármoles grises a negros y esquistos calcáreos con notable cantidad de material terrígeno. Los mármoles se presentan en lechos de centímetros a metros y abundan en los afloramientos de La Chispa de la parte central de la Cúpula de Trinidad. Del mismo modo se pueden observar sectores donde las secciones metaterrígenas se ven interrumpidas por paquetes de unos esquistos

manganesíferos, reportados en la Fm. Sopapo (Stanik *et al.*, 1981). Estos esquistos son mineralógicamente idénticos a los descritos en el interior de la Fm. Loma La Gloria.

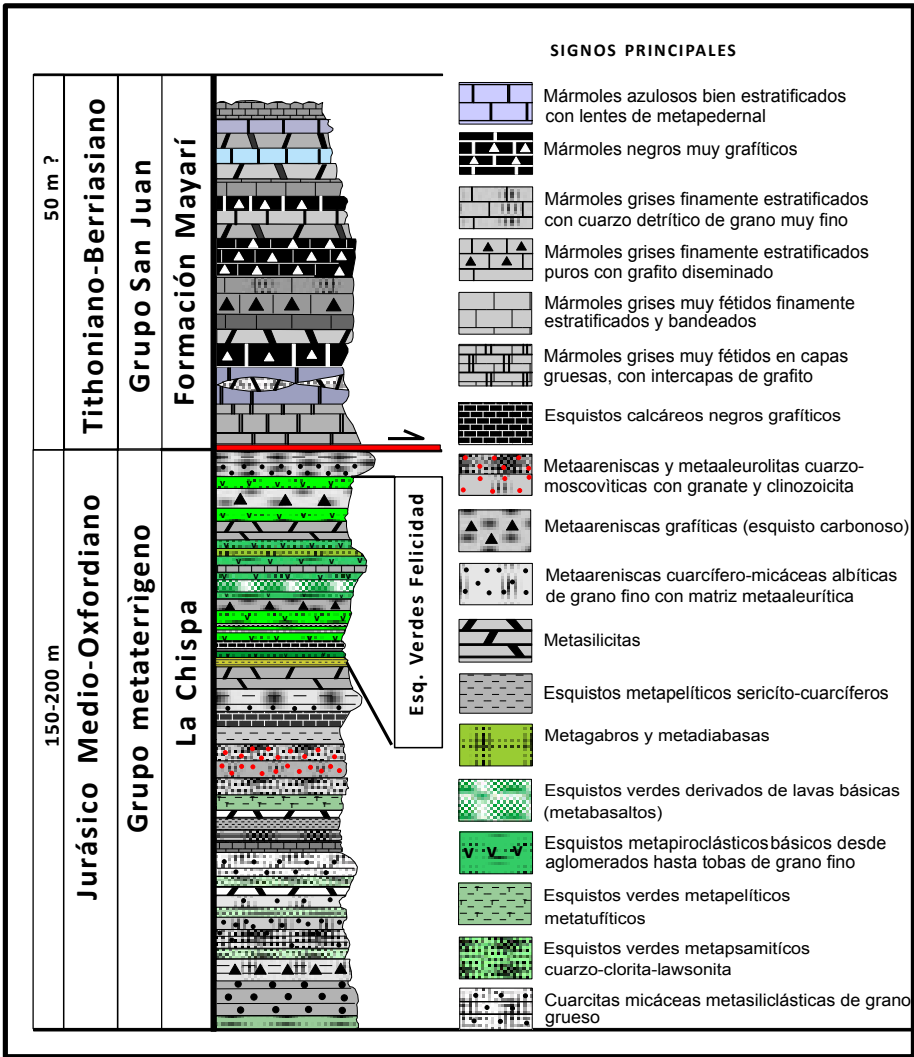


Figura.26. Columna estratigráfica de la Fm. La Chispa en la región central de la Cúpula de Trinidad, dentro de la Zona metamórfica 1 de Millán y Somin (1981). Región de La Chispa-Topes de Collantes. (Según Álvarez-Sánchez, en Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, inédito).

Metasilicitas.

Esquistos silícicos carentes de zircón detrítico e interpretados como metasilicitas se destacan en paquetes y secciones de potencia significativa dentro de los metaterrígenos y parecen derivados de rocas similares a chert, convertidas en cuarcitas clinozoisíticas granatíferas (Millán y Somin, 1985 a; Soucek y Álvarez-Sánchez, 1986). Estas rocas son similares a las reportadas en la Fm. Loma La Gloria (Somin *et al.*, 1992) en la parte Norte de la Cúpula de Sancti Spiritus y fueron reconocidas tempranamente por Millán (1973) e interpretadas como derivados de vulcanismo coetáneo con la sedimentación; criterio también sostenido por los autores de las expediciones Escambray I y II (Stanik *et al.*, 1981; Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986) quienes señalan que en ningún caso se han observado relictos de estructuras clásticas ni zircón detrítico en estas rocas. Las metasilicitas no son exclusivas de las Formaciones Loma La Gloria y La Chispa. Se encuentran en los esquistos Algarrobo; la Fm. Cobrito, los Esquistos Verdes Felicidad, en varios niveles de los mármoles del Grupo San Juan. El Grupo La Sierrita contiene esta litología en todas las formaciones integrantes.



Figura.27. Corte de la carretera a Topes de Collantes. Afloramiento fresco de metaareniscas de la Fm. La Chispa. Foto cortesía de L. Bernal (Inst. de Geología y Paleontología. La Habana).

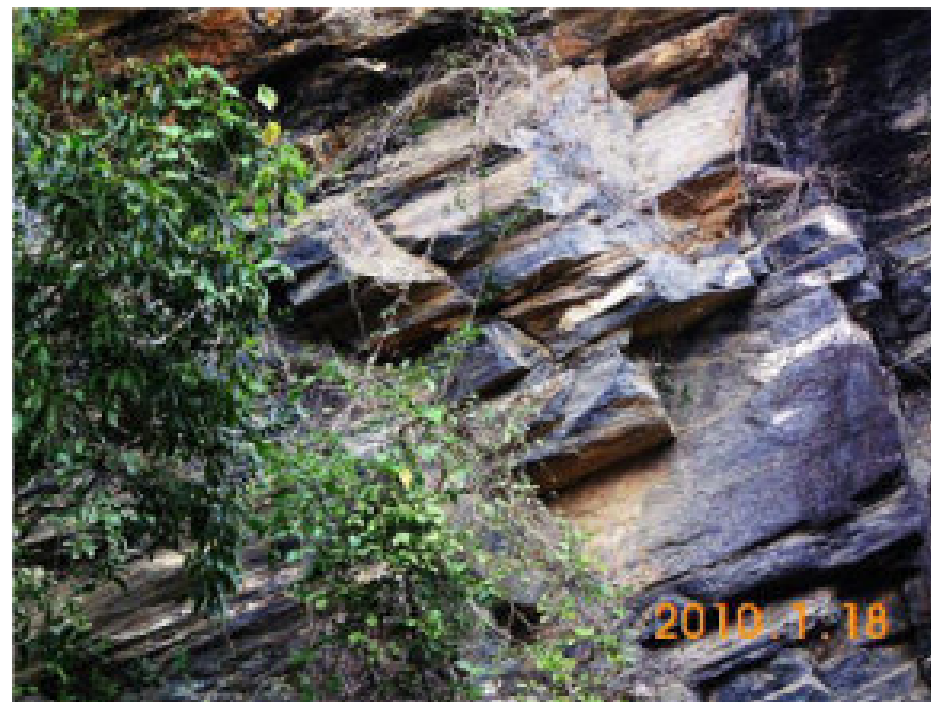


Figura.28. Detalle de la Figura 27. Corte de la carretera a Topes de Collantes. Metaareniscas de la Fm. La Chispa con intercalaciones finas de esquistos metapelíticos clorito-albíticos (Foto cortesía de L. Bernal (Inst. de Geología y Paleontología. La Habana).

Esquistos verdes.

En estrecha asociación con la Fm. La Chispa, Millán y Somin (1981) describen una sección de esquistos verdes derivados de una actividad vulcanógena de composición básica primaria, que yacen como delgadas intercalaciones hasta cortes de potencia decamétrica. Estos esquistos fueron nombrados como "Esquistos Verdes Felicidad" (**Epígrafe 7.1.2.3**) interpretados como intercalaciones estratigráficas en el interior de la Formación, a menudo muy cerca del contacto con la Fm. Cobrito (**Figura 30**). Los esquistos verdes, de origen volcánico básico, contienen lawsonita, clorita y albita (Millán y Somin (1985a); Soucek y Álvarez-Sánchez (en Dublan & Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986). Otros cuerpos metavulcanógenos que podrían asociarse a los esquistos Felicidad, también se han visto muy próximos a contactos de la Fm. La Chispa con mármoles del Grupo San Juan, incluso en el interior de las partes bajas de secciones de mármoles.

Meteorización y aspecto en afloramientos.

En los valles fluviales y terraplenes cortados en rocas frescas (**Figuras 27 y 28**), es de tonalidades grises; oscuro, acerado, verdoso y por sectores hasta negro; principalmente donde los cortes contienen esquistos grafíticos, intercalaciones de mármoles y esquistos de manganeso. Estos cortes frescos no son frecuentes. En los núcleos de pozos de exploración, donde es realmente posible ver estas rocas en estado fresco. El estado de alteración meteórica es importante. Como es común encontrarla en diversos grados de meteorización, en ocasiones bastante avanzado, resulta difícil diferenciarla de otras formaciones del Escambray; incluso de formaciones cretácicas. La degradación en los valles llega a producir depósitos arcillosos sin estructura (**Figura 2**). En los relieves elevados con secciones cortadas por corrientes rápidas a veces pueden observarse excelentes afloramientos con las rocas meteorizadas con las estructuras primarias conservadas sobre otras más fresca, incluso contactos estratigráficos con los mármoles (**Figura 29**).

Posible equivalencia con nombres informales.

Al Norte de la Cúpula de Sancti Spiritus, entre Monte de Los Santos y El Corojo, J. Koverdinsky (en Stanik *et al.*, 1981) describió una unidad de cuarcitas bandeas grafíticas con relictos de estratificación rítmica graduada; llamada Miembro Yagruma de la Fm. Sopapo; en contacto con mármoles de la Fm. San Juan (de Zhalousky 1976, en Stanik *et al.*, 1981). Las cuarcitas se extienden en una franja de 15 km con un espesor estimado de 30 m, a más de 100 m por el plegamiento isoclinal.

En estas cuarcitas yacen metaconglomerados de guijarros silíceos y de feldespatos alterados y al sur de la Loma del Obispo pueden alcanzar hasta 4 cm (Stanik *et al.*, 1981). Resulta difícil establecer aquí la posible equivalencia de esta unidad con una de las dos formaciones iniciales del Grupo Naranjo. Stanik (1981, pag. 58⁶⁹) describe metaconglomerados en cortes de las Formaciones Sopapo en localidades muy próximas de la Cúpula de Trinidad. De modo que probablemente las cuarcitas Yagruma podrían ser equivalentes a la Fm. La Chispa, ya que metaconglomerados no se han descrito en la Fm. Loma La Gloria.

⁶⁹ En referencia a la Formación Sopapo: Puede ser que a esta parte del corte pertenecen también metaconglomerados con clastos aplastados y triturados de material carbonatado o cuarcito-clorítico y a veces formados por feldespatos sericitizados. El tamaño de los clastos varía alrededor de 3mm y pueden alcanzar 8mm. (Nota del Autor).



Figura.29. Corte del Río Caburní. 1-Mármoles del Grupo San Juan. 2-Fm. La Chispa. Sección meteorizada con la estructura conservada y fresca en la parte inferior. Cúpula de Trinidad.

Relaciones estratigráficas. Rasgos diferenciales.

Las relaciones de la Fm. La Chispa con las unidades suprayacentes son alternativamente estratigráficas o tectónicas. En las dos cúpulas, en sus regiones internas, la relación es frecuente con los mármoles de la Fm. Mayarí (Figura 26), mediante contactos tectónicos o reelaborados tectónicamente. En la zona media entre el borde externo de la Cúpula de Sancti Spiritus y su núcleo, secciones de mayor referidas a la Fm. La Chispa, yacen en contacto tectónico, interpretado como pre-metamórfico (Figura 30), con secuencias de esquistos calcáreos de la Fm. Cobrito (Millán y Somin, 1985b), observación que, según Millán, contribuyó al posible abandono del concepto inicial del Grupo Naranjo. En el borde externo de ambas cúpulas (llamada “Cuarta Unidad Tectónica de Orden Principal”; según Millán, 1997a), La Chispa se encuentra en contacto normal con la Fm. Cobrito (Miembro Boquerones).

En localidades del borde externo septentrional de la Zona Metamórfica 1, en la Cúpula de Trinidad, Millán (en Millán y Somin, 1985a) se reporta un contacto estratigráfico normal entre metaterrígenos referibles a la Fm. La Chispa (Miembro La Llamagua en este trabajo) con mármoles de la sección inferior del Grupo San Juan (Figura 33); específicamente con la Fm. Narciso, fechada como Oxfordiano Medio por ammonites (Millán y Myczyński, 1978). Millán y Somin (1981) indican que en ocasiones se observan aparentes transiciones graduales entre los esquistos apoterrígenos y los mármoles, manifestadas por zonas de intercalaciones. Esta misma conclusión también fue sostenida por la Expedición Escambray I ⁷⁰ (Stanik *et al.*, 1981).

Los criterios convencionales para la diferenciación se explicaron en el **Epígrafe 7.1.1**. Si en una zona afloran cortes metaterrígenos con paquetes de esquistos de Algarrobo, eclogitas, anfíbolitas de alto grado y otros esquistos

⁷⁰ El límite superior se distingue bien cartográficamente y está dado por un brusco cambio litológico de esquistos a mármoles de la Formación San Juan. Este contacto en algunos lugares tiene un carácter tectónico y en otros se observan bruscas transiciones entre ambas formaciones. (Stanik *et al.*, 1981; pag. 52). (Se refiere a la Formación Sopapo. Las transiciones se refieren a la Formación Cobrito, no distinguida por la Expedición Escambray I. (Aclaraciones del autor).

cristalinos la Fm. La Chispa no debe reconocerse. Si estas formaciones se mantendrán como dos entidades diferentes, tendrá que darse por bueno que es el metamorfismo el factor principal y en todos los casos el único para separarlas. Las secciones de La Chispa se delimitan hacia la parte central de las cúpulas (ver Millán y Somin, 1981, 1985a, 1985b; Millán, 1989; Millán, 1997) y estos sectores se encuentran en las Zonas Metamórficas 1, 2. Pero en la Cúpula de Sancti Spiritus ocurren algunos casos que parecen una transición entre la Zona 3 hacia la Zona 2. Esto puede dar lugar a confusiones locales que quizá no sean de mucha importancia.

No obstante, de estas observaciones se derivan algunos términos que podrían convertirse en corolarios.

Si las rocas metaterrígenas del Escambray fueron metamorfizadas a ciertas profundidades sucesivas, sin importar ahora como llamarle a esta situación, las diferencias faciales que aún se reconocen entre las formaciones directamente suprayacentes a La Chispa, de calizas de plataforma (mármoles San Juan) y flysch calcáreo (Fm. Cobrito), demuestran la existencia de segmentos faciales similares en una cuenca desarrollada sobre una paleoestructura común (Dublan & Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986).

O estas zonas faciales fueron remontadas antes del metamorfismo cabalgando una sobre las otras y así fueron metamorfizadas; criterio sostenido por Millán y Somin en sus primeros trabajos (e. g. Millán y Somin, 1981); por Stanik⁷¹, 1981 (*op cit.*) y por Álvarez-Sánchez 1986 (*op cit.*) y su conexión transicional fue rota antes del metamorfismo y fragmentada en porciones relacionadas entre sí por sistemas de cabalgamientos⁷². O el metamorfismo y la superposición de unidades o zonas faciales fue el resultado de eventos sinmetamórficos.

Hoy día Millán ha cambiado de opinión y piensa que la tectónica de cabalgamientos ocurrió simultánea con el metamorfismo⁷³. Como consecuencia de estas incertidumbres en la actualidad no sabemos cuanto es el grado de separación real en términos de desplazamiento tectónico entre dos formaciones pariguales con distinto grado metamórfico y no podemos reconstruir la geometría de las facies de la cuenca de modo que podamos saber que grado de conexión o cercanía existía entre ellas.

Espesor.

No existe ningún dato exacto y verificado sobre el espesor verdadero de los Esquistos Loma La Gloria. Información de perforaciones realizadas en la parte central de la Cúpula de Trinidad, destinadas a investigar la estratigrafía invertida⁷⁴, sugieren; o confusiones de intervalos atravesados o errores de interpretación del corte de formaciones⁷⁵; sin que sea posible obtener una conclusión de tales datos (Tabla V).

Tabla.V. Datos de perforaciones realizadas en la Cúpula de Trinidad, parte central.

Pozo	Coordenadas	Hoja topográfica	Profundidad m	Formación	Potencia cortada m
P-11	N236.05 E586.75	Topes de Collantes	150	La Chispa/S. Juan	24
P-16	N239.25 E586.45	Topes de Collantes	51.15	La Chispa/S. Juan	8

⁷¹ En la nueva concepción estratigráfica de la Zona Trinidad se aportan además datos que apoyan la existencia de mantos de cabalgamiento en épocas anteriores al metamorfismo principal de la zona.....La posición estratigráfica invertida no es posible explicarla sin mantos de cabalgamiento (sin escamas tectónicas) que se formaron antes del metamorfismo y del plegamiento principal de la zona (2.1.1.4). (Stanik *et al.*, 1981).

⁷² Este problema no se ha resuelto. No se conoce lo suficiente el estilo tectónico en detalle. Ni siquiera existe un mapa tectónico creíble de los mantos tectónicos del Escambray (Nota del Autor).

⁷³ Quiero recalcar que todas las deformaciones que tuvieron lugar en cada uno de estos fragmentos del Escambray, tanto la conformación de la estructura manto-escamada, así como las distintas fases de plegamiento, son sinmetamórficas y ocurrieron junto con el metamorfismo de alta presión a partir del momento en que penetraron en la subducción, por lo que no debe haber ocurrido deformaciones premetamórficas. (Millán, 2012; correspondencia con el Autor).

⁷⁴ Todos los pozos ubicados en la Fm. Sopapo, que está rodeada por mármoles de la Fm. San Juan, encontraron dicha Formación a las siguientes profundidades : PE-4 (a 15 m). **P-11** (a 24 m). **P-16** (a 8 m). **P-17** (a 12 m). Y los pozos ubicados en la Fm. Yaguanabo, al contrario, no llegaron a los mármoles San Juan, ni a otra formación, aunque alcanzaron las profundidades siguientes: **P-12** (151.15 m) y **PE-7** (a 500.30 m). (Stanik *et al.*, 1981).

⁷⁵ El Pozo P-17, con toda seguridad, cortó la Formación La Sabina, unidad que no fue distinguida en el informe Escambray I. Entre los datos no se encuentra el pozo PE-4. (Nota del Autor).

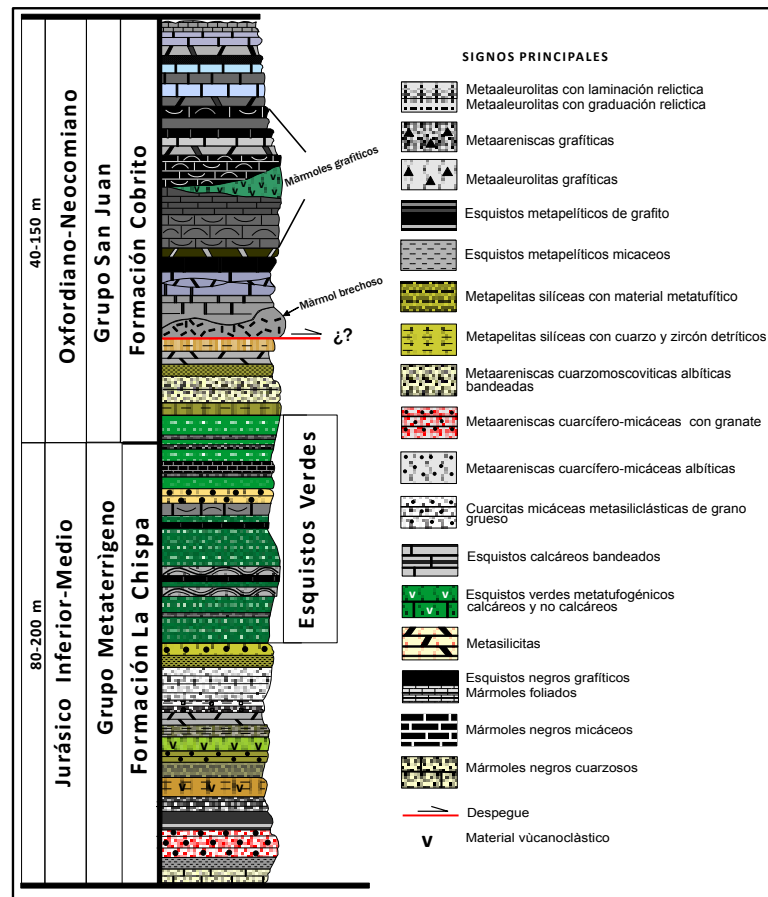


Figura.30. Relaciones tectónicas y estratigráficas entre la Fm. La Chispa y la Fm. Cobrito en la parte norte-central de la Cúpula de Sancti Spiritus. (Sobre un dibujo de campo de Álvarez-Sánchez, 1991). (Gráfica del autor).

Tampoco es imposible lo que estos pozos informan. Metaterígenos yacientes sobre los mármoles San Juan o sobre la Fm. Cobrito, en orden invertido, no significa algo inusitado. Solo las potencias insólitamente pequeñas (8 m y 24 m) provocan desconfianza. Dos sitios relativamente alejados tienen cortes de erosión tan profundos que apenas dejan solo unos pocos metros restantes hasta los mármoles. Al fin, no necesariamente los extensos espacios ocupados por La Chispa en esta región tienen que concordar con espesores muy grandes. Al considerar el estilo tectónico con frecuentes cobijaduras, inversiones del corte y escamas tectónicas superpuestas, se puede explicar la amplitud de sus afloramientos. En este sentido, se puede aceptar, con las reservas del caso, que en la carretera Topes de Collantes-Jibacoa hay unos centenares expuestos, unos 150-200, quizá duplicados varias veces. Por otra parte; la base de La Chispa no aflora.

Edad.

Las primeras menciones de restos de radiolarios de apariencia mesozoica se citan en Ducloz y Vuagnat (1962); Bolotin (*et al.*, 1970) y Stanik (*et al.*, 1981). Los radiolarios fueron estudiados por Furrázola-Bermúdez; sin mayores precisiones de su edad.

La posición de la Fm. La Chispa bajo la Fm. Narciso del Oxfordiano Medio y el hecho de que en la localidad tipo de Narciso el contacto es normal, sin observarse indicios de contacto tectónico ni despegues, permite suponer que la Fm. La Chispa tiene una edad de Jurásico Inferior a Medio y probablemente abarca el Jurásico Superior.

7.2.1. Miembro La Llamágua.

Categoría estratigráfica.

Enmienda de la Fm. La Llamágua a Miembro La Llamágua de la Fm. La Chispa⁷⁶.

Autor.

Formación La Llamágua. Guillermo Millán Trujillo y Mark Libovich Somin. (Millán y Somin, 1985 b).

Área Tipo y Holoestratotipo.

El Léxico Estratigráfico de Cuba (Franco Álvarez, *et al.*, 1992) denomina a esta unidad como Fm. La Llamágua. Millán y Somin (*op cit.*), inicialmente no describen una localidad tipo para la unidad “Fm. La Llamágua” en su descripción original.

El Léxico Estratigráfico de Cuba proporciona un Área Tipo de la unidad en el “terraplén Yaguanabo-Naranjo”, Cúpula de Trinidad, en la Provincia de Cienfuegos y define el Holoestratotipo en la misma localidad con coordenadas Lambert: Norte 230.800 y Este 586. 250 (iniciales) y 232.400 Norte y Este 587.000. Hoja 1:50,000. Topes de Collantes. 4181 I. ICGC (**Figura 31**). Este documento refiere varias sinonimias para esta unidad; entre ellas de mayor validez, las siguientes: Fm. Naranjo⁷⁷ (parte) (de Millán y Somin, 1981) y Fm. Sopapo (parte) (de Stanik *et al.*, 1981).

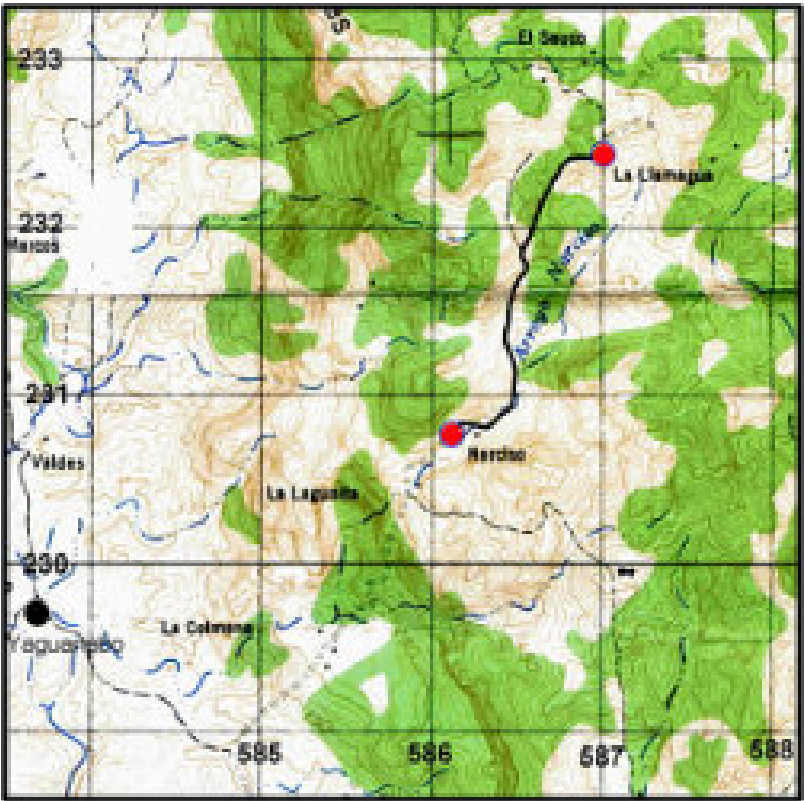


Figura.31.Holoestratotipo del Miembro La Llamágua de la Fm. La Chispa. Cúpula de Trinidad. Hoja Topes de Collantes 1:50,000. 4181 I. Cuadrícula 1 km. ICGC.

⁷⁶ Artículo 19. (b) **Cambio de rango.**- Para cambiar el rango de una unidad estratigráfica o de tiempo no hace falta redefinir sus límites ni cambiar la parte geográfica del nombre. Un miembro puede transformarse en una formación o viceversa, una formación en grupo o viceversa, y un litodema en ensamble o viceversa. (Código Estratigráfico Norteamericano. 2010).

⁷⁷ La Formación Naranjo no existe como unidad física en la nomenclatura estratigráfica de esta región (Nota del Autor).

Antecedentes.

En el interior de la Cúpula de Trinidad Millán y Somin (1985a) describen unas litologías de la Fm. La Chispa, caracterizadas como *“otra facies diferente de la Fm. La Chispa”* (sic.), sin las intercalaciones de esquistos verdes, capas calcáreas y metasilitas que se presentan en otros cortes de la Formación. Esta secuencia se observa en las zonas internas de bajo metamorfismo, (en la Zona Metamórfica 1) donde las rocas terrígenas conservan gran parte los rasgos de su estructura sedimentaria original. En capítulos anteriores discutí las razones y fundamentos para rebajar el rango estratigráfico de esta unidad.

En la situación tectónica actual no se han descrito contactos laterales convincentes entre La Llamágua y la Fm. La Chispa propiamente dicha⁷⁸. Sus afloramientos se extienden en áreas considerables en un espacio geográfico común de la parte central de la Cúpula de Trinidad. La litología esencial de La Llamágua difiere de La Chispa solo en dos aspectos: Las intercalaciones y el grado metamórfico, en ambos casos en el espacio de la Zona 1 o bordes de la Zona 2 (de Millán y Somin, 1981). La litología protolítica esencial es la misma. Ambas son correlativos de la Fm. San Cayetano con la que corresponden prácticamente en el detalle⁷⁹. Es probable que en esta región el Miembro La Llamágua y la Fm. La Chispa s. s., descansen en dos diferentes unidades de nappe o escamas tectónicas. Si así fuera no sería motivo suficiente para considerarlas dos formaciones diferentes.

Litología.

La unidad se compone de esquistos cuarcífero-micáceos (metaareniscas) (**Figura 32**) que presentan una frecuente estratificación rítmica marcada por las intercalaciones de metapelitas sericíticas de aspecto lustroso que pueden contener sustancias carbonosas.

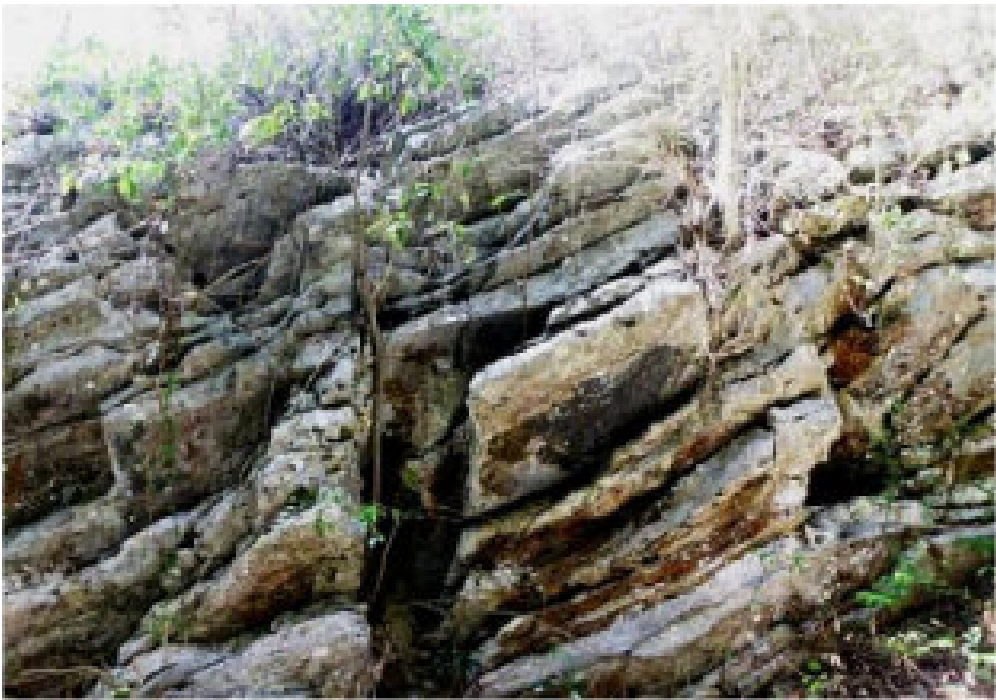


Figura.32.Metaareniscas cuarcíferas del Miembro La Llamágua de la Fm. La Chispa en la Localidad Tipo. (Foto IGP. Grupo del Patrimonio Geológico)

El grado metamórfico en el área de sus afloramientos es particularmente bajo (Millán, 1990). Los sedimentos protolíticos se derivan de areniscas, aleurolitas y lodolitas. La secuencia se caracteriza por una buena estratificación en capas finas de 10 a 15 cm, que alternan con capas gruesas de hasta 50 cm. Rítmicamente, en la sección, las

⁷⁸ La transición entre ambas formaciones no está clara, considerándose que podrían corresponder a diferentes secuencias y distintas unidades estructurales, o a una misma secuencia con variaciones laterales o verticales (Millán, 1990).

⁷⁹ ..se trata de unos esquistos metaterígenos, de muy bajo grado de metamorfismo, casi idénticos a la Formación San Cayetano (Millán, 1990).

metapelitas forman las intercapas de las metaareniscas y metaaleurolitas o se presentan en el interior de las capas psamíticas como finas bandas de color muy oscuro, casi negro (cauce de los arroyos). Estas capas muy finas presentan una delicada laminación relíctica marcada por materia carbonosa recrystalizada, probablemente restos vegetales irreconocibles. A pesar de la reelaboración metamórfica, la secuencia de La Llamágua, en la región de su holoestratotipo, recuerda mucho ciertas secciones de la Fm. San Cayetano de la Cordillera de Guaniguanico. En particular tiene cierta semejanza con la Facies D y también con la Facies G de Haczewski (1976, 1987).

Relaciones estratigráficas.

Se ha señalado un contacto estratigráfico del Miembro La Llamágua bajo la Fm. Narciso del Grupo San Juan, fechada del Oxfordiano Medio por ammonites (Millán y Myczynski, 1978) y también con la Fm. Mayarí, una de las Formaciones cimaras del Grupo San Juan, pero en este caso de carácter tectónico. Las únicas evidencias disponibles indican que la Fm. La Chispa y sus facies diferenciadas infrayacen a los mármoles del Grupo San Juan estratigráficamente (**Figura 33**). El Miembro La Llamágua es exclusivo de la Cúpula de Trinidad (occidental), ya que secuencias de este grado metamórfico, relativamente bajo, no se observan en la Cúpula de Sancti Spiritus (oriental).

Edad.

Jurásico Medio a Oxfordiano Medio; sobre la base de su posición estratigráfica bajo los mármoles del Grupo San Juan (Fm. Narciso, fechada por ammonites de esa edad), del mismo modo que el resto innominado de la Fm. La Chispa.

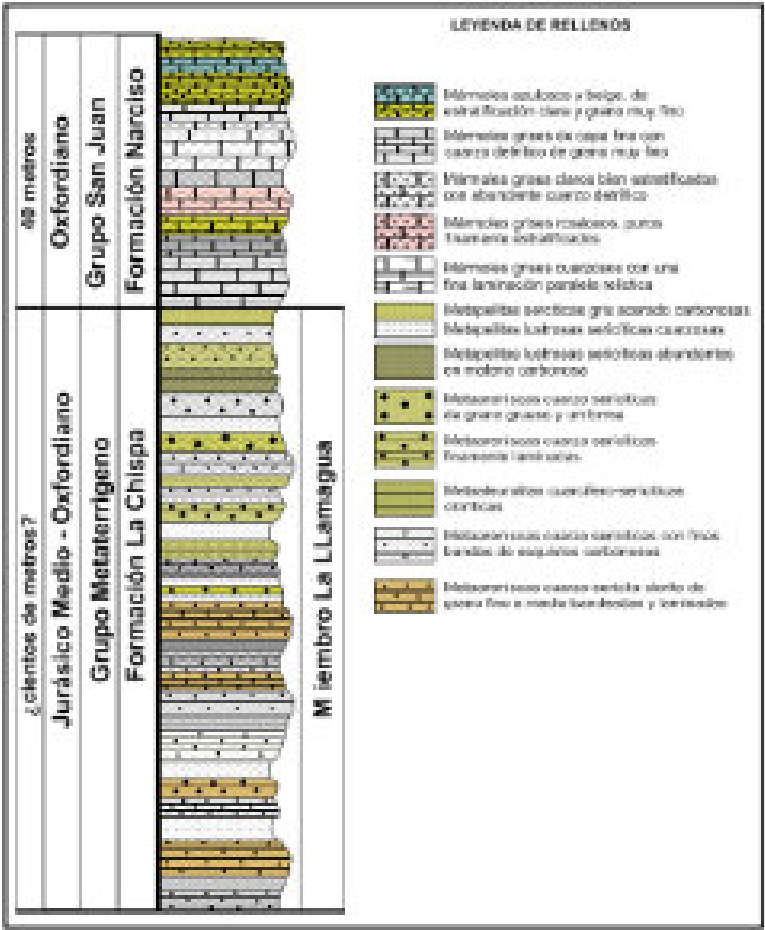


Figura.33.- Columna estratigráfica del Miembro La Llamágua de la Fm. La Chispa en la región Sur-occidental de la Cúpula de Trinidad. Región de Yaguanabo-La Sierrita. (Sobre un dibujo de campo de Álvarez-Sánchez, 1991). (Gráfica del autor).

Espesor

¿Cientos de metros? No se conoce la base de esta unidad. En la estructura regional, forma parte de un manto tectónico que, en la región Sur y meridional de la Cúpula de Trinidad, sobre todo en su sector Sur-Oeste, cabalga las unidades de Grupo La Sierrita, mediante una superficie bajo la cual yacen alternativamente la Fm. Los Cedros y la Fm. Yaguanabo.

7.2.2. Miembro Herradura.

Categoría estratigráfica.

Enmienda de la Formación Herradura a Miembro Herradura de la Formación La Chispa.

Autor.

Formación Herradura. Guillermo Millán Trujillo y Mark Libovich Somin. (Millán y Somin, 1985 b).

Historia.

La ausencia de fundamentos en la litoestratigrafía para separar la sección llamada “Fm. Herradura” como una formación independiente se ha discutido en párrafos precedentes (**Epígrafe 6.2**). No obstante, cabe puntualizar aquí, el orden sucesivo en que estas facies de relativa pureza metaterrígena fueron divididas: La Fm. La Chispa fue dividida en dos facies⁸⁰ (Millán y Somin 1985 a); una de ellas de bajo grado metamórfico y pureza terrígena de sus cortes (posteriormente Fm. La Llamágua). Otra facies, de equivalente grado de pureza, con grado metamórfico más elevado aflora en los bordes septentrionales de ambas cúpulas, posteriormente llamada Fm. Herradura (Millán y Somin, 1985 b) cubierta en contacto normal a transicional por secciones de una formación llamada Boquerones que, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986) (y en este trabajo) es considerada como un miembro más de la Fm. Cobrito.

Composición litológica.

Consiste de una sección de metaterrígenos cuarcíferos y cuarzo moscovíticos (metapelíticos) a veces enriquecidos en grafito y ocasionalmente albiticos; que se observan en cortes monótonos con escasas intercalaciones de otras litologías (**Figura 18**). En el contacto con la Fm. Cobrito (Miembro Boquerones) la sección puede contener rocas metacarbonáticas (Millán y Somin, 1985 a; Álvarez-Sánchez; en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986).

Relaciones estratigráficas y tectónicas.

En Millán y Somin (1985 b) los cortes metaterrígenos de Herradura (con su sección superior carbonática) son referidos como pertenecientes a una **Unidad tectónica 6**, desarrollada en los bordes septentrionales de ambas cúpulas bajo el mismo término (Unidad 6). En Millán (1990) la Unidad 6 es denominada la **“Unidad 1”**, aflorada en ambas cúpulas, sin cambios en la posición, pero a su columna estratigráfica se añaden unas secciones de metasilicitas, que fueron descritas por Millán y Álvarez-Sánchez como la Fm. Charco Azul; redefinida como Fm. Los Cedros por Millán y Álvarez-Sánchez (1992, *ined.*). En Millán (1997) la unidad septentrional (denominada sucesivamente 6 y 1) pasa a llamarse “Cuarta Unidad Tectónica de Orden Principal”, con un metamorfismo de supuesta alta presión y bajo grado, menor que el propio de la “Tercera Unidad Tectónica de Orden Principal” (Millán, 1997, *ibid.*). El corte de esta “superunidad” (cuarta) contendría a las Formaciones Herradura (inferior) y Boquerones (media). Pero, localmente (según Millán, *ibid.*) afloran también las Formaciones Los Cedros⁸¹ y La Sabina (superiores).

⁸⁰ En realidad fue dividida en tres facies, al tener en cuenta la Formación La Chispa *stricto sensu* (Nota del Autor).

⁸¹ La Formación Los Cedros (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, *ined.*) sustituye de nombre y posición estratigráfica a la Formación Charco Azul. Tanto Los Cedros como Charco Azul descansan sobre la Formación Collantes (del Grupo San Juan) en sus cortes típicos). (Nota del Autor).

La transición entre Herradura y Boquerones (Miembro Boquerones de la Fm. Cobrito en este trabajo) se destaca por intercalaciones de capas de esquistos calcáreos y algunas capas de mármol negro que hacia arriba pueden contener lechos de metagabros. Estas intercalaciones de metabasitas son típicas de la Fm. Cobrito y, en las unidades desarrolladas dentro de los límites de zonas con metamorfismo glaucofánico hasta eclogítico estos metagabros son transformados en eclogitas, a menudo retrógradas por una facies posterior de esquistos verdes (Miembro La Horqueta de la Fm. Cobrito).

La continuación del Miembro Boquerones en un mismo corte, cubierto por la Fm. Los Cedros (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, *ined.*), de ser un hecho que no pueda refutarse, puede mostrar una continuidad estratigráfica alternante del Grupo La Sierrita (Álvarez-Sánchez y Millán, 1992, *ined.*, y en Franco Álvarez *et al.*, 1992) del corte cretácico del Escambray sobre la Fm. Cobrito, de forma equivalente a como este mismo Grupo debuta sobre la Fm. Collantes del Grupo San Juan en otras unidades más internas en la región de la vertiente meridional de la Cúpula de Trinidad. Millán señala (comunicación escrita; 2012), que en el terraplén El Pedrero-Gavilanes (Cúpula de Sancti Spiritus), la Fm. Los Cedros, a su vez, se observa cubierta por la Fm. La Sabina (metasilicitas bandeadas, esquistos stilpnomelánicos, mármoles, metatufitas y metabasitas) de edad supuesta Cretácico Inferior, perteneciente al Grupo La Sierrita. Esta parte de la sección del tope de la unidad, según Millán, a veces predomina sobre la parte compuesta por Herradura-Boquerones, en el extremo oriental de la Cúpula de Sancti-Spiritus. Tal composición del corte, como será discutido más adelante, es una evidencia indirecta, de la pertenencia de la Fm. Cobrito a la sección media del corte estratigráfico del Escambray; es decir, el Grupo San Juan y, también, es una expresión de zonas faciales (sectores de sedimentación diferenciada) existentes en la cuenca originaria “Escambray”.

La sección compuesta por la Fm. La Chispa (Miembro Herradura)-Cobrito (Miembro Boquerones) contacta con el Complejo Anfibolítico Mabujina, mediante la Falla de Perímetro principal entre el Escambray y Mabujina. Sin embargo, un hecho interesante es que también contacta con el Litodema Anfibolitas Yayabo, que en forma de un cuerpo de 1000x300m y cabalgando dicha sección, aflora interpuesto entre esta y las anfibolitas (**Figura 34**). En este corte la secuencia Los Cedros-La Sabina, o no aflora, o esta sometida a una casi completa reducción de potencia (Figura 35). Al sur de la unidad que contiene al Miembro Herradura la situación de contacto con las unidades tectónicas infrayacentes asume una gran complejidad. Existen problemas con la definición de las facies metamórficas, su extensión y su correspondencia con las unidades tectónicas distinguidas, de modo que se hace necesaria una discusión detallada.

Caracteres distintivos.

La ausencia de intercalaciones de metabasitas y otras rocas frecuentes en la sección principal de la Fm. La Chispa, así como la posición de estos cortes metaterrígenos puros, bajo la Fm. Cobrito permiten identificar al Miembro La Herradura. Se trata de una facies de la Fm. La Chispa.

Edad.

Jurásico Inferior-Jurásico Superior (hasta Oxfordiano); por su posición bajo la Fm. Cobrito.

7.2.3. Esquistos Verdes Felicidad.

Autor.

Guillermo Millán Trujillo y Mark Libovich Somin. (Millán y Somin, 1981; Millán y Somin, 1985 a).

Unidad de Rango Superior.

Grupo Metaterrígeno. Unidad informal en este trabajo.

Historia.

Con igual denominación y concepto de su posición estratigráfica y origen, los Esquistos Verdes Felicidad se han cartografiado de modo independiente durante el levantamiento geológico 1:100,000 Escambray I (Stanik, *et al.*, 1981) como parte de la Fm. Sopapo (equivalente de las Formaciones metaterrígenas Loma La Gloria y La Chispa) y por Millán y Somin, en el mismo período (1981). Ambos grupos han descrito a estas rocas de origen volcánico como estrechamente asociadas a la parte inferior del corte del Escambray o como intercalaciones estratigráficas, en las Formaciones La Chispa y la Fm. Cobrito; incluso en la sección basal de mármoles del Grupo San Juan.

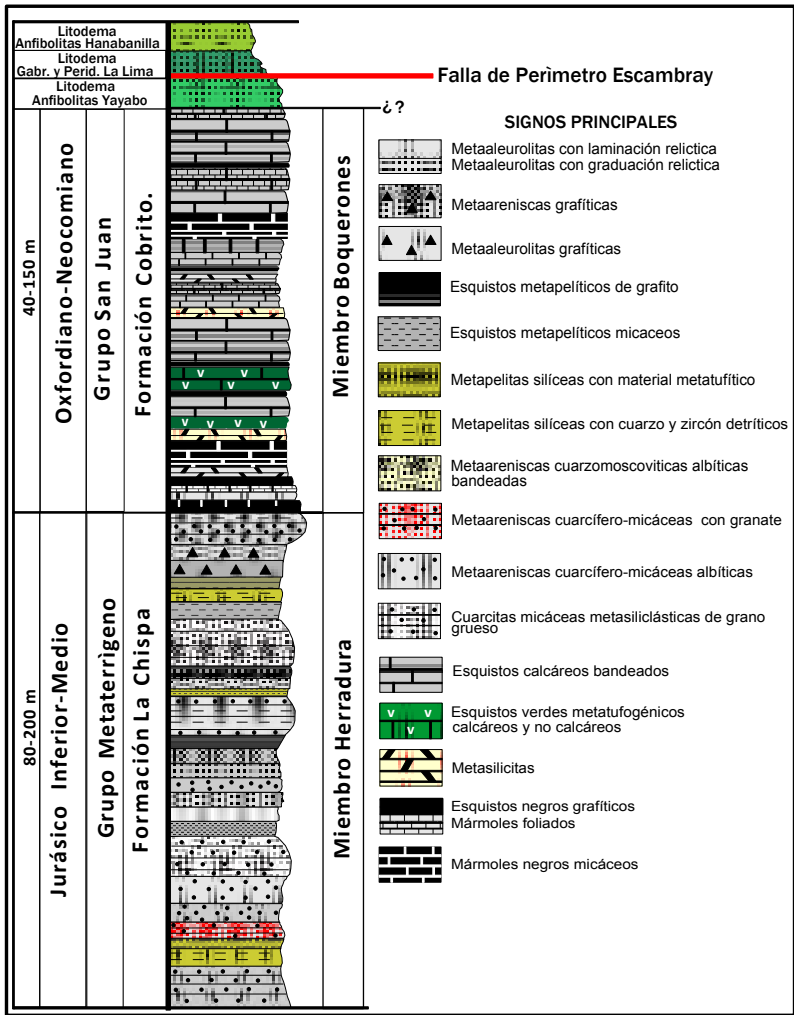


Figura.34. Columna estratigráfica de la Fm. La Chispa en la región de la carretera Manicaragua a Mina La Carlota. Periferia Norte de la Cúpula de Trinidad. Zona Metamórfica 3 de Millán y Somin (1981). (Según Álvarez-Sánchez, en Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, inédito).

Los esquistos verdes vulcanógenos, asociados a las formaciones de la parte inferior del corte estratigráfico, fueron propuestos como parte de la Fm. Naranjo, por Millán y Somin (1981) bajo el nombre "Miembro Felicidad". Existen menciones previas a su formalización. Millán indica que los esquistos metavulcanógenos ya se habían reconocido en 1973 y 1974 y 1976, en ambas cúpulas.

En fecha posterior (Millán y Somin, 1985 a) la unidad es denominada "Esquistos Verdes Felicidad", pero sin una definición de su categoría estratigráfica. Quizá por esta causa el Léxico Estratigráfico de Cuba (Franco Álvarez, *et al.*, 1992) llama a esta sección del corte estratigráfico "esquistos verdes Felicidad" como una unidad informal. Varios errores importantes se cometieron durante su cartografía⁸². Mientras Millán y Somin (1981) fueron los primeros en separar estas rocas como asociadas a los metaterrígenos de la base; una gran parte de las metavulcanitas de la Fm. Yaguanabo, no reconocida, fue representada como "esquistos Felicidad" en los primeros mapas de esa época⁸³. Al contrario, varios cuerpos de mayor potencia propios de los esquistos verdes Felicidad, fueron delimitados en el mapa de la Expedición Escambray I (Stanik *et al.*, 1981) como pertenecientes a la Fm. Yaguanabo. A pesar de esta circunstancia la Expedición Escambray I aceptaba su existencia e incluso el nombre y, los esquistos verdes, fueron interpretados (Stanik *et al.*, 1981) como rocas subvolcánicas y en parte efusivas y como probables representantes de los canales de inyección de los magmas de la Fm. Yaguanabo⁸⁴ y aceptados como parte de la Fm. Sopapo.

Ambos grupos de investigadores han descrito a estas rocas de origen volcánico como estrechamente asociadas a la parte inferior del corte del Escambray. Según Millán y Somin (1985ab) como intercalaciones aparentemente estratigráficas, en las Formaciones La Chispa y la Fm. Cobrito; incluso manifestadas en la sección basal de mármoles del Grupo San Juan (Millán y Somin, 1985a).

Sinónimos.

La sinonimia de estos esquistos verdes con nombres del pasado es delicada a causa de la escasa precisión de los términos antiguos y las dudas sobre la verdadera equivalencia de identidad. El Léxico Estratigráfico de Cuba refiere algunas identidades antiguas muy generales. Tal es el caso con la "Formación de los Esquistos (de Thiadens, 1937) que considero aceptable por razones históricas. Del mismo modo considero aceptable y, por la misma causa, "Carbonate Rocks y Schist" de Hill (1959), como sinónimo parcial de los esquistos verdes Felicidad, por el tratamiento detallado de las rocas metaígneas en el trabajo de Hill.

Si bien los Esquistos Felicidad (Miembro) (Millán y Somin, 1981), nombrados primero en asociación con la Fm. Naranjo; corresponden litológicamente con la denominación posterior "Esquistos Verdes Felicidad" (sin categoría específica) (Millán y Somin, 1985a); considerar que estas rocas son sinónimos "en parte" de la Fm. Naranjo, una unidad ya inexistente, no lo considero apropiado.

Ortoesquistos verdes del Grupo Felicidad (Millán, 1978) y otros nombres sucesivamente empleados por Millán y Somin (*e. g.* Secuencia Felicidad; Somin y Millán; 1974), son sinónimos del Miembro Felicidad (Millán y Somin, 1981) y de los Esquistos Verdes Felicidad (Millán y Somin, 1985 a) que no tienen una categoría estratigráfica especificada.

Los esquistos verdes Felicidad, reconocidos bajo ese nombre por la Expedición Escambray I (Stanik *et al.*, 1981) yacientes en la Fm. Sopapo, se pueden aceptar como sinónimos, en parte de esquistos verdes Felicidad.

Extensión geográfica.

Cuerpos de los Esquistos Verdes Felicidad aparecen exclusivamente en las unidades de metamorfismo moderado (Zonas 1, e interna de la Zona 2; de Millán y Somin, 1981), en ambas cúpulas, intercalados en el interior de la Fm. La Chispa.

Categoría estratigráfica.

Las causas de posibles confusiones para asignar una categoría se pueden enumerar como sigue:

⁸² No cabe duda de que la presencia de material tufogénico fue señalado durante la descripción de la Formación Sopapo. No obstante el problema del "vulcanismo Yaguanabo" y del "vulcanismo Felicidad" fue objeto de confusiones por ambos grupos de investigadores. Como consecuencia, en el momento de la terminación de los trabajos de la primera expedición, la extensión de Yaguanabo (Neocomiano-Albiano) alcanzaba vastas áreas dentro del macizo Escambray: mientras que los esquistos Felicidad no eran reconocidos. Del mismo modo, los autores Somin y Millán no señalaban los horizontes vulcanógenos de Yaguanabo, los cuales en algún momento, fueron mapeados como el miembro Felicidad. (Álvarez-Sánchez, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986).

⁸³ Millán y Somin (1977) los incluyeron en la unidad litológica Felicidad, pero en este mismo grupo incluyen a todas las rocas volcánicas y a las rocas sedimentarias con predominio de material volcánico de la f. Yaguanabo. (Stanik *et al.*, 1981).

⁸⁴ Algunos de estos cuerpos pueden constituir los vestigios de los canales de ascenso de material volcánico primario de la f. Yaguanabo, lo que puede ser una explicación de la presencia de los esquistos verdes en todas las formaciones de la zona Trinidad. (Stanik *et al.*, 1981).

- Posición variable de estos ortoesquistos metavulcanógenos, que se destacan frecuentemente como intercalaciones en niveles estratigráficos superiores.
- Ocurrencia en niveles estratigráficos análogos a los propios, como es el caso de la Fm. Loma La Gloria, que en esta unidad carecen de una definición propia en la estratigrafía.
- Por último; a causa de que se han cartografiado erróneamente como otras unidades; verbigracia Fm. Yaguanabo; en Stanik, *et al.*, 1981 y Esquistos Verdes Felicidad por Millán y Somin y, que este problema se mantiene en los actuales mapas oficiales del territorio, terminados desde 1986.

Los Esquistos Verdes Felicidad como un litodema.

Las condiciones necesarias para su tratamiento como una unidad litodémica se encuentran claramente especificadas en el Código Estratigráfico Norteamericano (Comisión Norteamericana de Nomenclatura Estratigráfica, 2010) seguido en sus principios por este trabajo (ver también, Álvarez-Sánchez *et al.*, 2015). Las condiciones prominentes (Artículo 31, *ibid.*) que justifican el tratamiento de una unidad como un litodema son:

- Un elevado grado de deformación y/o metamorfismo de una unidad rocosa (pero que puede ser delimitada por sus características litológicas).
- Una unidad litológica que, a más de las arriba indicadas, no cumple la Ley de Superposición.

Por lo visto, de las dos condiciones ninguna parece satisfecha por los Esquistos Verdes Felicidad.

Otras condiciones no parecen bastante restrictivas y pueden ser complementarias y válidas, incluso para unidades litoestratigráficas; tales son los diversos tipos de contacto que pueden tener ambas categorías de unidades (Artículo 31, final) y otras condiciones de cumplimiento (incisos A y B del mismo artículo y el Artículo 32). De acuerdo a las anteriores consideraciones y según las condiciones de yacencia, grado metamórfico e intensidad de la deformación tectónica, que se han comentado en párrafos precedentes, los Esquistos Verdes Felicidad, no corresponden con los requisitos básicos para ser colocados en la categoría litodémica.

Los Esquistos Verdes Felicidad como un miembro litoestratigráfico.

Sin embargo, existen algunos problemas. La mayoría de las rocas de esta unidad o muy semejantes a ellas, que parecen derivarse de material piroclástico y de algunas inyecciones magmáticas posiblemente concordantes; yacen en diferentes niveles estratigráficamente controlados; ya sea en secciones metaterrígenas inferiores y en una posición más elevada de unidades litológicamente diferentes (Grupo San Juan).

Las cuestiones que se desprenden de las circunstancias señaladas admiten los tratamientos contemplados en las siguientes secciones⁸⁵ del Código Estratigráfico Norteamericano (2010): Artículo 22. Artículo 24. Artículo 25 y Artículo 30. De acuerdo a los principios citados se pueden considerar las siguientes alternativas:

- Los Esquistos Verdes Felicidad, son un Miembro de la Fm. La Chispa; mientras que las secciones de esquistos verdes de potencia métrica que yacen incluidos en niveles estratigráficos superiores (*e. g.* Fm. Cobrito del Grupo San Juan) pueden ser tratados como unidades informales, bajo diferentes variantes de nombre; por ejemplo "esquistos verdes de tipo Felicidad".

- Los Esquistos Verdes Felicidad son un Miembro de la Fm. La Chispa y también un Miembro de la Fm. Cobrito o de alguna otra formación del Grupo San Juan; donde secciones relativamente potentes, aunque no cartografiables a la escala de los mapas actuales, puedan ocurrir en tales horizontes litoestratigráficos, de forma reconocible.

Estas alternativas pueden ser materia de un estudio futuro que permita diferenciar esta unidad, de otros esquistos verdes similares, con el fin de evitar incoherencias en la cartografía. Las decisiones al respecto deben tomarse en el seno de la Comisión del Léxico Estratigráfico de Cuba. Mientras tanto no tengo dudas de que los Esquistos Verdes Felicidad constituyen un **Miembro de la Fm. La Chispa** del Grupo Metaterrígeno, que une a las unidades del corte basal del Escambray. Los esquistos Felicidad, contienen evidencias claras de su roca madre, texturas relícticas y composición química coherente con las rocas de las cuales se deriva y de su condición primaria de volcánicos principalmente piroclásticos.

Localidad Tipo y origen del nombre.

La Localidad Tipo de los Esquistos Verdes Felicidad (**Figura 35**) fue seleccionada por Millán y Somin (1981) en la Cúpula de Trinidad al Noreste de Topes de Collantes y en los alrededores del caserío Felicidad, una comunidad agrícola de café de donde toma su nombre. Las coordenadas Lambert son: 238. 80 Norte y 605. 25 Este. Hoja Topográfica Felicidad 1: 25, 000. 4281-IV-a. ICGC. Los autores de la unidad no describen un estratotipo para estos esquistos verdes apovolcanógenos.

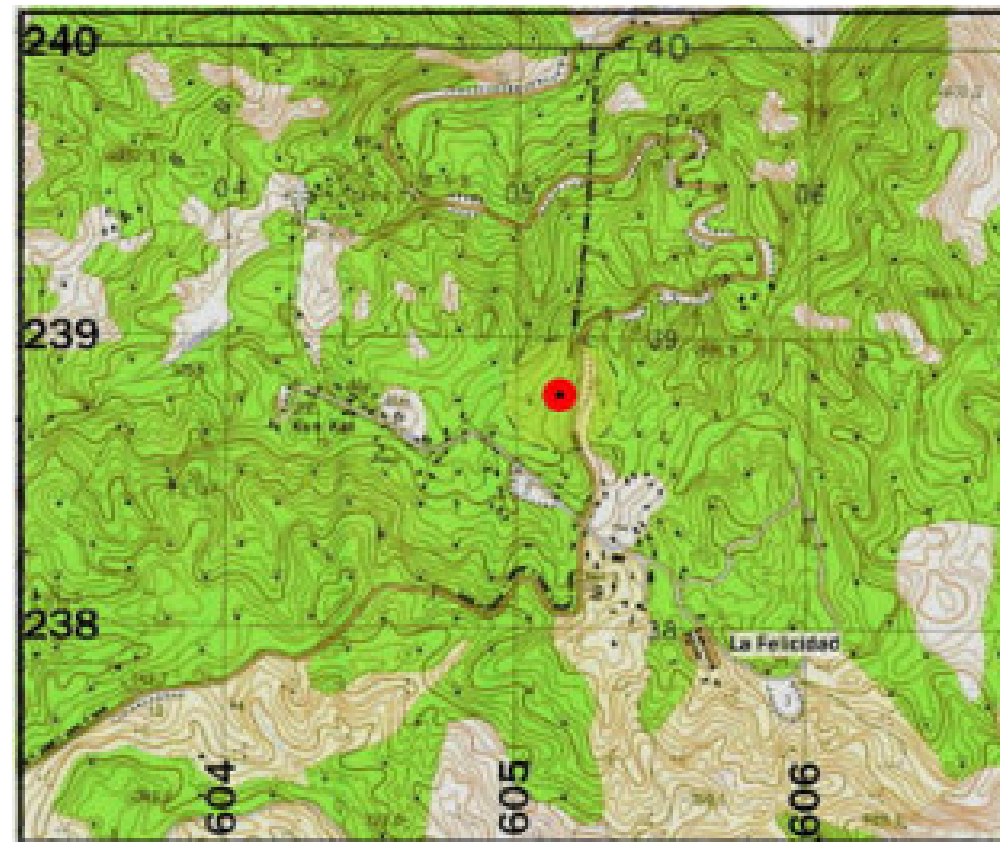


Figura.35.Localidad Tipo del Miembro Esquistos Verdes Felicidad de la Fm. La Chispa, Cúpula de Trinidad. Hoja Felicidad 1:25,000. 4281-IV-a. ICGC. (Cuadrícula= 1Km). Carretera Topes de Collantes-Jibacoa. De acuerdo con Millán y Somin (1981). (Gráfica del autor).

Litología.

Los cuerpos principales de espesor considerable (**Figura 36**) muestran secciones de esquistos metatobáceos bien estratificados, de composición básica primaria, de grano fino (afaníticos) hasta grueso, que pueden identificarse

⁸⁵ Artículo 22.- Naturaleza de las Unidades Litoestratigráficas. (e) Autonomía con respecto a los conceptos de tiempo. Artículo 24.- Formación. (d) Cartografiabilidad y espesor.- (f) Rocas volcánicas y sedimentarias interestratificadas. g) Roca volcánica. Artículo 25.- Miembro. (a) Cartografía de los miembros. Artículo 30.- Carácter Compuesto. (e) Nombre de los miembros. (j) Roca metamórfica.

como derivados de posibles aglomerados con fragmentos clásticos reconocibles. Las metatobas, que son frecuentes en la unidad, exhiben muchas veces una estratificación relíctica rítmica e incluso una graduación de grano. Esto se observa sobre todo en las variedades de tobas mezcladas con componentes terrígenos, donde se aprecia con mayor claridad una estratificación graduada relíctica y una estratificación primaria más clara, comúnmente observadas en sitios de bajo grado metamórfico. Precisamente en la localidad tipo, los esquistos verdes, con un grado metamórfico moderado es posible observar la buena conservación de la estratificación primaria que se hace visible en ritmos de metatobas (Millán y Somin, 1981).

En algunas secciones también ocurren cuerpos de esquistos verdes derivados de lavas máficas e, incluso, de cuerpos interpretados como intrusivos básicos concordantes que contienen clinopiroxeno magmático conservado (gabros o diabasas). Estas rocas son densas y masivas, verdes a verde grisáceas, generalmente de grano fino con una exfoliación que se revela al golpearlas, pero que no es visible exteriormente. Abundan en ellas las asociaciones de actinolita-clorita, epidota, clinozoisita, titanita y albita y en algunos casos granate (almandino predominante). En la proximidad de planos de presión son más esquistosas y contienen moscovita o sericita. La clorita es un mineral común en estas rocas que les confiere un color verde oliváceo a verde azulado. Variedades muy albíticas (hasta 50% de la roca) sugieren cambios de la composición primaria hacia rocas de menos basicidad.



Figura.36. Esquistos Verdes Felicidad en el corte de la Carretera Jibacoa-Topes de Collantes. Los esquistos más frescos, muestran su característica tonalidad verde azulado (Foto cortesía de Luís R. Bernal Rodríguez. Instituto de Geología y Paleontología. La Habana).

Intercalaciones.

Como intercalaciones dentro de los esquistos verdes, se han observado metaareniscas cuarcíticas muy similares a las que integran los cortes más típicos de esta unidad, presentes en la Fm. La Chispa o prácticamente las mismas. También existen intercalaciones de mármoles oscuros⁸⁶, a veces gráficas, indistinguibles de los mármoles

⁸⁶ También existen los esquistos verdes metavolcánicos con mármoles negros intercalados y que no parecen contener metaterrígenos (Millán, com. personal. 2012).

característicos del Grupo San Juan. Estas secciones de mármoles pueden observarse en capas individuales pero también pueden formar paquetes potentes de hasta decenas de metros, yacentes entre cortes normales de los ortoesquistos, al parecer sin intercalaciones metaterrígenas (Millán y Somin, 1985a; Stanik, *et al.*, 1981; Millán, com. personal. 2012).

Otras intercalaciones observadas consisten en metasilitas (metachert) que se observan en la proximidad de las intercalaciones calcáreas, destacando la similitud de esos cortes con otros más propios de secciones de los mármoles San Juan con metasilitas.

Esquistos stilpnomelánicos en paquetes de hasta 20 m de potencia se han reportado asociados a estas metavulcanitas (Stanik *et al.*, 1981; Molak, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986). Estas rocas más bien poco frecuentes, parecen asociadas a secciones próximas a cuerpos de sulfuros (VSM), de donde pueden deducirse que se trata de secciones contaminadas con fluidos exhalativos.

Meteorización y aspecto en afloramientos.

En las condiciones del clima tropical los esquistos Felicidad se degradan y muestran diferentes grados de coloración y descompactación. En oxidación van desde pardo a pardo rojizo (Figura 37) hasta rojo (Figura 38). En este último caso resulta difícil identificarlos como tales y diferenciarlos de otros esquistos verdes si se trata de afloramientos pequeños. Cuando más frescos estas rocas tiene un tono verde a verde azulado (Figura 36) y en las perforaciones un verde hierba intenso, muy característico.



Figura.37. Afloramiento de los Esquistos Verdes Felicidad en el corte de la Carretera Jibacoa-Topes de Collantes. Obsérvese el color pardo de oxidación de estos esquistos básicos en las condiciones del clima tropical húmedo (Foto cortesía de Luís R. Bernal Rodríguez. Instituto de Geología y Paleontología. La Habana).

Relaciones estratigráficas.

Los Esquistos Verdes Felicidad, muestran muchos cambios de espesor y posición vertical en las secuencias a las cuales se adscriben con cierta seguridad. Se han cartografiado cuerpos de espesor apenas representables en los mapas de detalle; capas de solo algunos decímetros, y cuerpos de hasta varios cientos de metros de espesor aparente.

No obstante, las secciones más potentes se encuentran intercaladas, al parecer concordantes dentro de la Fm. La Chispa y en ciertos cortes se aprecian mezclados con los esquistos metaterrígenos.

También se observan esquistos verdes de esta misma composición y aspecto en contacto con los mármoles del Grupo San Juan (Figura 30), o en el interior de las secciones bajas de mármoles pertenecientes a este Grupo. Además, existen cuerpos de mármoles muy semejantes a los del Grupo San Juan intercalados con los esquistos verdes. Millán y Somin (1985a, pag. 19-20) reportan intercalaciones de mármoles de más de 20 metros de espesor en el interior de los cuerpos de esquistos verdes en la localidad de La Felicidad.



Figura.38. Afloramiento de los Esquistos Verdes Felicidad en el corte de la Carretera Jibacoa-Topes de Collantes. Los esquistos forman una corteza de laterita arcillosa. (Foto cortesía de Luís R. Bernal Rodríguez. Instituto de Geología y Paleontología. La Habana).

De hecho, cuando es posible observar diferentes localidades y realizar comparaciones se revela que la posición de los esquistos Felicidad es muy variable y no están asociados a un nivel definido de la Fm. La Chispa.

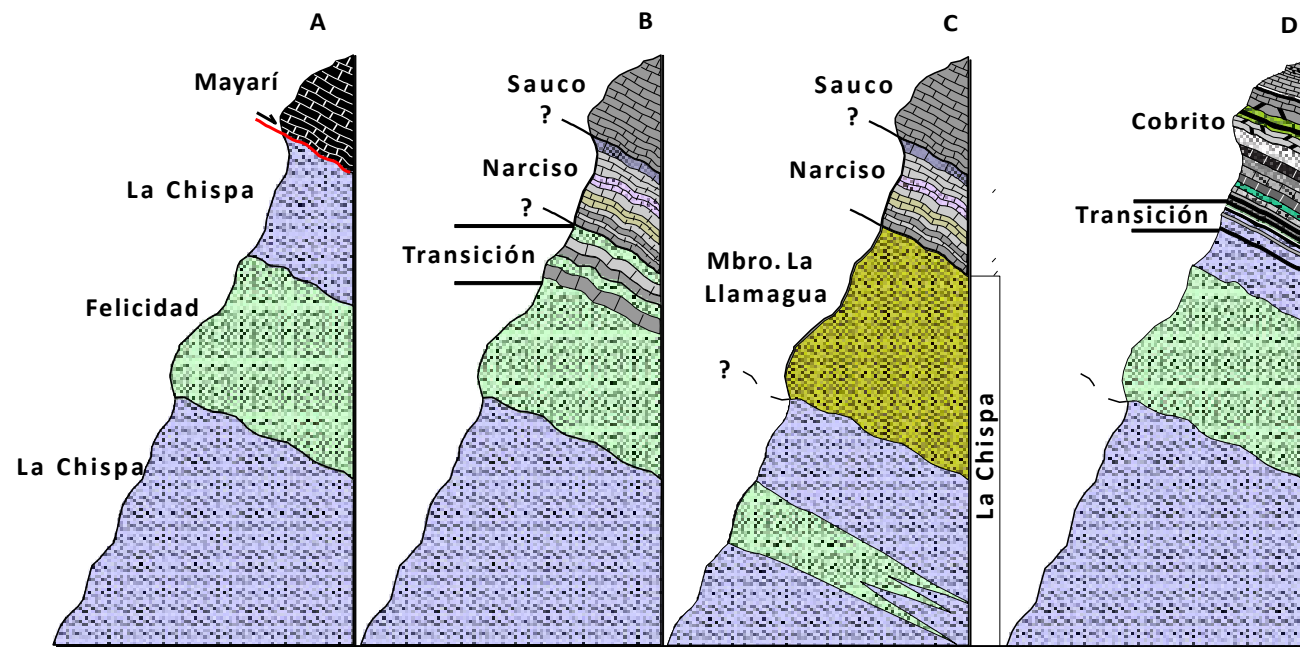


Figura.39. Croquis estratigráficos ilustrativos de la posición del vulcanismo Felicidad en las unidades tectónicas de las cúpulas del Escambray.

En la **Figura 39**; la sección A muestra la posición de las rocas volcánicas en la región central de la Cúpula de Trinidad, en el sector del Pico de San Juan y sus alrededores. La Fm. La Chispa, en esta situación aparece cabalgada por mármoles de la Fm. Mayarí (Tithoniano a Berriasiano; Millán y Myczynski, 1978)

La sección B muestra las relaciones posibles entre los esquistos Felicidad, yacientes dentro de la Fm. La Chispa y el Grupo San Juan, en la región de la Felicidad, al SE de la Cúpula de Trinidad. La presencia de lentes de mármoles de decenas de metros de potencia sugiere un contacto de transición entre la Fm. La Chispa y el Grupo San Juan, ya que en las secciones estratigráficamente próximas a la Fm. La Chispa, en los alrededores del poblado de La Felicidad, se han reportado intercalaciones de metabasitas con paquetes de mármoles típicos del Grupo San Juan (Millán y Somin, 1985 a).

La sección C pertenece a la región del SW de la Cúpula de Trinidad, al Este del Valle de Yaguanabo. La sección metaterrígena de La Llamagua, referida a una facies de la Fm. La Chispa en este trabajo, yace bajo la Fm. Narciso de edad Oxfordiano Medio (Millán y Myczyński, 1978). Los niveles de la sección principal de La Chispa, con las rocas volcánicas no afloran en esta sección y a causa de la aparente ausencia en el corte de rocas metavulcanógenas, incluso de otras rocas tales como metasilicitas y mármoles, se supone que la Fm. La Chispa *sensu stricto*, debe yacer estratigráficamente por debajo de los estratos de La Llamagua, o estar cabalgada por ella ya que esta sección es la que menores indicios (o ninguno); muestra de la presencia de rocas metavulcanógenas.

La sección D representa una situación observada en ambas cúpulas, donde pueden existir secuencias de transición entre la Fm. La Chispa, con los Esquistos Verdes Felicidad y la Fm. Cobrito (Millán y Somin, 1985 a). Cobrito presenta numerosas intercalaciones de esquistos verdes apovulcanógenos y esquistos metaterrígenos. En los perfiles observados con evidencias de estas relaciones, pero más adentrados hacia el interior de las zonas con un grado metamórfico más intenso, estas mismas intercalaciones metabásicas, aparecen como capas eclogíticas de hasta 20 m de potencia, con estratificación interna conservada (Millán y Somin, *op cit.*). La edad de la Fm. Cobrito es Jurásico Superior-Cretácico Inferior, sobre la base de microfauna (Millán y Somin 1985 b) y polen (Álvarez-Sánchez, en Dublan y Álvarez Sánchez *et al.*, 1985).

De todos modos, es materia de convención cuando se decide que ciertos cuerpos de rocas verdes apovulcanógenas como secciones estratificadas de espesor mínimo significativo, puedan ser llamados Esquistos Verdes Felicidad. La Fm. Cobrito también contiene intercalaciones de esquistos verdes de hasta decenas de metros de potencia que se pueden repetir varias veces en sus cortes y la Fm. Loma La Gloria, asimismo, contiene intercalaciones de anfibolitas granatíferas derivadas de vulcanitas básicas, que bien pueden haberse derivado del mismo protolito del los Esquistos Verdes Felicidad.

Metamorfismo.

De acuerdo con Millán y Somin (1981) la asociación metamórfica característica para estos esquistos es: albita+actinolita-epidota-clorita+clinozoisita-mica blanca (fengita⁸⁷) y esfena y muy a menudo lawsonita; a veces granate y raras veces jadeíta, glaucofana y horblenda en los límites externos de la Zona Metamórfica 2 (Millán y Somin, 1981; 1985a).

En la parte norte y occidental de la Cúpula de Trinidad los cuerpos de esquistos verdes entre esquistos metaterrígenos La Chispa presentan asociaciones de albita +actinolita +clorita ± clinozoisita y epidota + titanita ± lawsonita. En los esquistos albiticos la albita puede alcanzar hasta un 50%, incluso más (Soucek en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986), acompañada de anfíbol actinolítico, clorita, epidota y mica clara, con lawsonita o sin ella. Al SE de la Mina La Carlota y hacia la zona de El Nicho se encuentran esquistos verdes albiticos con zoisita xenomórfica incolora que alcanza hasta un 25% de la roca.

Los esquistos verdes en la zona externa de la Zona 2 del metamorfismo pueden contener granate a menudo; jadeita y glaucofana raramente (Millán y Somin, 1981; 1985 a)

Edad.

La edad de los Esquistos Verdes Felicidad parece ser hasta Jurásico Medio a Superior, como posible consecuencia de la posición de sus cuerpos mayores en el seno de la Fm. La Chispa. A causa de la ocurrencia de paquetes de rocas muy

⁸⁷ En cuanto a los esquistos verdes de la Cúpula de Trinidad, unidad que se expone en la parte occidental de esta cúpula y que está muy bien caracterizada; según Antonio García Casco (comunicación verbal), la mica blanca destacada, corresponde a una fengita que por sus características indican alta presión, o sea, que esta unidad se trata se trata de esquistos verdes de alta presión típicos (Millán, com. escrit. 2012).

análogas en la parte inferior del Grupo San Juan, los testigos de esta actividad volcánica pudieran ser más jóvenes, Jurásico Superior a Cretácico Inferior; un rango de gran amplitud que podría ser coherente con la alta variabilidad de la posición de estos esquistos en el corte estratigráfico. Sin embargo, no hay que perder de vista que los cuerpos principales por su espesor y distribución espacial, que admiten una cartografía a escalas medias, consistentemente yacen relacionados con la Fm. La Chispa, por cuanto su edad principal debe considerarse, condicionalmente, como Jurásico Medio a Superior. Los esquistos Felicidad, contienen evidencias claras de su roca madre, texturas relícticas y composición química coherente con las rocas de las cuales se derivan y su condición primaria de volcánicos principalmente piroclásticos, permite concebir una edad coincidente con la formación dentro de las cuales yacen y, aunque la edad no es esencial, en este caso resulta un factor importante para determinarla.

8. LITODEMAS ASOCIADOS AL GRUPO METATERRÍGENO.

8.1. Esquistos Cristalinos Algarrobo.

Autores de la unidad original.

Guillermo Millán y Mark L. Somin; 1981.

Categoría estratigráfica.

Redefinición de la Formación Esquistos cristalinos de Algarrobo, de Millán y Somin, (1981 a): A Litodema Esquistos Cristalinos Algarrobo, según reglas del Código Estratigráfico Norteamericano, edición de 2010. Se conserva el nombre Esquistos Cristalinos Algarrobo⁸⁸; según Millán y Somin (1985 a).

Origen del nombre.

Derivado del poblado Algarrobo o El Algarrobo⁸⁹, en la carretera Güinia de Miranda- Condado, parte oriental de la Cúpula de Trinidad (**Figura 40**). Provincia de Sancti Spiritus.

Sinónimos.

El Léxico Estratigráfico de Cuba⁹⁰ (Franco Álvarez *et al.*, 1992) refiere sinónimos para Algarrobo que no me parecen reales. Ni Thiadens (1937) ni Palmer (1945) mencionan alguna litología afín con los esquistos Algarrobo. El nombre “Naranjo” fue elevado a Grupo y dividido en varias formaciones. No existe ninguna formación Naranjo en el Escambray y la validez del grupo fue rechazada por sus autores (v. **Epigrafe 6.1.1**). Sinónimos apropiados serían: Esquistos poliminerale del Grupo Algarrobo (Millán, 1978) y Fm. Esquistos cristalinos Algarrobo (Millán y Somin, 1981). Los esquistos Algarrobo podrían ser, en parte, sinónimos de Fm. Loma La Gloria, del mismo modo que, parte, de la Fm. Sopapo (Shaloupsky, 1976 en Stanik *et al.*, 1981).

Localidad Tipo.

La Localidad Tipo se describe en los afloramientos situados en el corte de la carretera Güinia de Miranda a Condado-Manaca Iznaga. En los afloramientos inmediatos al Sur del poblado Algarrobo, al lado Oeste de la carretera; al sur del poblado del mismo nombre. Las coordenadas del lugar son N 238.20 y E 616.20. (Proyección Cónica de Lambert). (**Figura 41**). Las coordenadas aproximadas son: Norte 238.20 y Este 616.20. Hojas Felicidad y Meyer 1:25,000. 4281-IV-a y 4181-4-b. ICGC.

⁸⁸ Si los esquistos Algarrobo se pueden colocar en la categoría de litodema; permanecen en un estado de incertidumbre respecto a las formaciones litoestratigráficas a las cuales se asocia. Así pueden surgir dificultades en la determinación de su equivalencia. Esta cuestión parece materia pertinente a las futuras discusiones en la Comisión del Léxico Estratigráfico de Cuba

⁸⁹ No existe seguridad respecto al nombre de este sitio. Algarrobo o El Algarrobo, son las posibilidades.

⁹⁰ Léxico Estratigráfico de Cuba. Centro de Nacional de Información Geológica, La Habana, 658 p. (Primera versión). (Inédito).



Figura.40. Situación general de la Localidad Tipo del Litodema Algarrobo en la Cúpula de Trinidad. Mapa 1:250,000. Series 1501 Air Sheet NF 16-6. Edition 6. Elevación en pies. Números en azul: Coordenadas UTM.

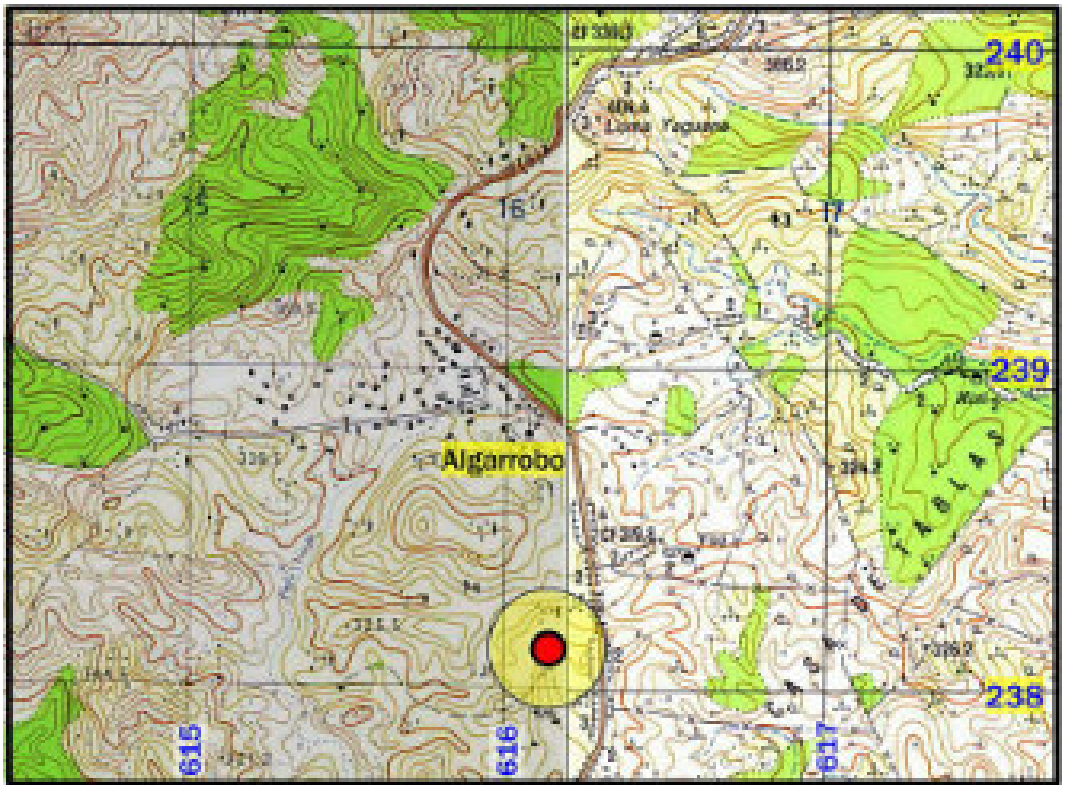


Figura.41. Localidad Tipo de los Esquistos Cristalinos Algarrobo. Cúpula de Trinidad. Hojas Felicidad y Meyer 1:25,000. 4281-IV-a y 4181-4-b. ICGC. (Cuadrícula = 1Km). Carretera Güinia-Condado. De acuerdo con coordenadas de Millán y Somin (1981). (Gráfica del autor).

Historia.

Los esquistos Algarrobo se mencionan por primera vez en Millán y Somin (1978) como "esquistos poliminerale del Grupo Algarrobo". En 1981 (Millán y Somin, 1981) los proponen como "Fm. Esquistos cristalinos⁹¹ de Algarrobo", asociados a los esquistos metaterrígenos de la Fm. Naranjo. Más tarde los describen bajo el nombre de "Esquistos cristalinos Algarrobo"; esta vez sin mencionar su categoría estratigráfica original (Millán y Somin, 1985 a), asociados exclusivos de su Zona Metamórfica 3 e incluidos como intercalaciones estratigráficas dentro de las nuevas Formaciones Loma La Gloria y Cobrito (Millán y Somin, 1985 a). Suchanek (1978, en Stanik *et al.*, 1981) sostuvo que la "unidad litológica Algarrobo" era parte de la Fm. Sopapo, a causa de que Algarrobo, menos metamórfico, es semejante y transicional a los metaterrígenos. Stanik (*ibid.*) consideró que los esquistos Algarrobo formaban parte de un nappe independiente con alto grado metamórfico. Álvarez-Sánchez los describe como "Esquistos Cristalinos Algarrobo" (en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986); abundantes al norte de la Cúpula de Trinidad, asociados a las Formaciones Loma La Gloria o Cobrito, o en enclaves en el Mélange Los Guapos (Álvarez-Sánchez, *ibid.*). Somin *et al.*, (1992) los denominan "Esquistos Algarrobo" con cierta ambigüedad respecto a su nomenclatura ("Complex," "Formation"; *ibid.*). En el Léxico Estratigráfico de Cuba (Franco Álvarez *et al.*, 1992) la unidad es denominada "El Algarrobo, esquistos cristalinos" (unidad informal).

Razones para establecer su categoría litodémica.

Llama la atención la casi total falta de menciones sobre los esquistos Algarrobo, a pesar de las numerosas especulaciones sobre la geología del Escambray en la literatura publicada. Estas rocas se adscriben a uno de los problemas estratigráficos del Escambray pendientes de solución por su carácter específico y único, sus relaciones estratigráficas oscuras y su llamativa y compleja composición mineralógica-petrográfica. Según Millán y Somin (1985 b), Stanik *et al.*, (1981, inédito); Dublan y Álvarez Sánchez (1986; *ined.*) y Somin *et al.*, 1992) (los últimos tres por estudios de microsonda) los esquistos Algarrobo no parecen contener minerales relícticos que muestren un origen previo al metamorfismo del Escambray, hecho, entre otros, que deja abierta la discusión sobre sus mecanismos de formación y su protolito.

- No se ha establecido de cuales rocas primarias se derivan estos esquistos. Su alotropía metamórfica es tan elevada que no se han reconocido relictos de la composición mineral previa. En alusiones comunes a estas rocas se encuentran calificativos tales como: "rocas extrañas"; "rocas exóticas".
- Su posición en la columna estratigráfica no es constante y se observa una dependencia clara con el grado metamórfico de las rocas hospedadas.
- Si bien varios de los cuerpos conocidos semejan capas o estratos aproximadamente concordantes con las rocas parietales, esta concordancia pudo provocarse por la compresión tectónica, semejante a una concordancia sedimentaria. De aquí que el cumplimiento de la Ley de Superposición es dudosa.
- A causa de que son conocidas aureolas metamórficas entre las rocas parietales y los esquistos, no se tiene la certeza de que los esquistos cristalinos posean verdaderas transiciones litológicas, anteriores al metamorfismo.
- Por la elevada variabilidad mineral observada en las salbandas de los cuerpos mayores, se originan una gran cantidad de especies litológicas mezcladas de modo que los criterios de delimitación de los cuerpos de esquistos cristalinos en la cartografía son dudosos y condicionales, con varios problemas de petrología implicados.

Resumen de problemas basados en hechos conocidos.

Sobre los Esquistos Algarrobo, sumariamente, puede decirse lo siguiente:

⁹¹ Esta es la grafía original de Millán y Somin, 1981. (Nota del Autor).

- Muestran una posición relativamente regular, como cuerpos concordantes en el interior de la Fm. Loma La Gloria y en la parte baja de la Fm. Cobrito, del Grupo San Juan (¿Jurásico Superior-Cretácico Inferior?), como capas o estratos de orden métrico. Si bien cuerpos de esquistos Algarrobo de mayores dimensiones, yacen también en contacto tectónico con estas formaciones. Si existe una verdadera relación estratigráfica primaria (independiente de su posterior transformación) entonces la edad de estos esquistos coincide con la de sus secuencias de soporte. Es decir, Jurásico a Cretácico Inferior. Pero si esta relación es solo aparente y en gran medida tectónica con el resultado de un paralelización de los contactos, su edad permanece desconocida.
- Si los Esquistos Cristalinos Algarrobo fueran exclusivos de dos unidades litoestratigráficas: Loma La Gloria y Cobrito. Entonces: ¿porque estas Formaciones, hacia los extremos externos de su zona metamórfica representativa (Zona 3 hacia el límite de la Zona 2, de Millán y Somin, 1981)), ya no presentan intercalaciones de Algarrobo? A esta especie de "degradación" de la identidad asociada de Algarrobo, habría que agregar que las capas o paquetes de esquistos Algarrobo que pueden encontrarse como intercalaciones en Cobrito, simplemente desaparecen. Esta es una cuestión tan compleja que, a pesar de las varias alternativas que pueden depender del propio origen de Algarrobo en su posible relación genética con el metamorfismo-metasomatosis, también admiten una explicación diferente. En efecto, lo dicho se cumple para las eclogitas. Millán y Somin (1985b) describen las intercalaciones de eclogitas glaucofánicas del Río Caracusey (Cúpula de Sancti Spiritus) en la Fm. Loma La Gloria que; hacia la zona más interna (Zona 2), donde el grado metamórfico se atenúa, en lugar de eclogitas, estas se sustituyen por esquistos verdes lawsoníticos⁹².
- Cuerpos fragmentados de Esquistos Algarrobo, métricos hasta lozas extendidas por centenares de metros y potencia de decenas de metros, yacen en relación con las eclogitas en las extensas corridas del Mélange Los Guapos (Álvarez-Sánchez, en Dublan y Álvarez-Sánchez, *et al.*, 1986), al Norte de la Cúpula Trinidad. Fragmentos menores de Algarrobo se mezclan detalladamente con esquistos carbonáticos, jadeíticos, anfíbolitas y apoeclogitas glaucofánicas, embutidos y rotados en el interior de la matriz antigorítica del mélange. Pero los cuerpos mayores yacen en posición concordante⁹³ con lozas de equivalente dimensiones de eclogitas masivas. Algo similar a una secuencia estratigráfica normal o un apilamiento de escamas, probablemente puestas en concordancia por el plegamiento y la presión (**Figura 43**). ¿Es esta relación espacial producto de la causalidad de la formación del mélange, o es un vínculo genético? Al respecto, no conocemos cuando se incluyeron estos cuerpos en el Mélange Los Guapos, ni tampoco si estos cuerpos de esquistos de "tipo Algarrobo" **son coetáneos o las mismas rocas** que yacen en condiciones aparentemente estratigráficas dentro de formaciones litoestratigráficas.
- Si estas incertidumbres tienen fundamento, sugieren varios problemas adicionales. En efecto, masas métricas de antigorititas son conocidos dentro de secciones de los Esquistos Algarrobo en muchas localidades, fuera de las áreas del mélange. ¿Cual es el posible origen de estas capas de rocas ultramáficas?
- Para capas que pueden caracterizarse con la menor cantidad posible de dudas sobre el terreno, los Esquistos Algarrobo parecen haber sufrido una transformación tan profunda, que **en ninguno de los escasos** estudios petrográficos y análisis de microsonda pudieron identificarse minerales o restos que indiquen una roca primordial (Millán y Somin, 1985 b) (Dublan y Álvarez-Sánchez, *et al.*, 1985; Somin, *et al.*, 1992).

Composición petrográfica-mineralógica.

Los Esquistos Cristalinos Algarrobo son muy singulares y se reconocen a simple vista por sus rasgos macroscópicos y alta especificidad mineral. Se trata de unos esquistos poliminerale (típicamente más de 5 minerales), de aspecto muy llamativo, yacentes como intercalaciones, al parecer estratigráficas concordantes, dentro de secuencias de cortes metaterrígenos y calcáreos. Son rocas granoblásticas, homogéneas; de escasa foliación, o foliadas o bandeadas

⁹² Tal caso se presenta también en la cúpula de S. Spiritus (rio Caracusey) donde no ocurre una disminución del grado metamórfico de la unidad 3, sino que las eclogitas fueron transformadas parcialmente en esquistos verdes lawsoníticos en las porciones limitrofes con la unidad 2 de menor grado metamórfico. Tanto en un caso como en el otro, las eclogitas fueron reelaboradas por un metamorfismo de menor grado. Incluso con frecuencia las eclogitas se transforman parcialmente en rocas glaucofánicas o en anfíbolitas. Todo esto lo he visto mucho en secciones delgadas. (Millán, com. escrita, 2012).

⁹³ La caracterización de los contactos tectónicos, de los cortes compuestos por cuerpos tectónicos, e incluso, los mélange, aparentan ser concordantes y sus contactos y la foliación metamórfica principal, se ven concordantes. Es normal que semejen cortes estratigráficos típicos. Esto se acentúa en la zona de mayor grado metamórfico, donde los cuerpos incluidos dentro de antigorititas de procedencia ofiolítica se ven concordantes (foliación bandeada y límites concordantes). En el norte de la cúpula de Sancti Spiritus, se ven cuerpos de eclogitas bandeadas concordantes dentro de antigorititas foliadas. (Millán, com. escrita, 2012).

(Figura 42); incluso de aspecto masivo en dependencia del lugar. Son densas y pesadas por su frecuente y elevado contenido de granate. El color, cuando frescas, es característico gris azulado a gris verdoso y rojizo a pardo rojizo en los cortes alterados.

Cuando frescos y bien aflorados son rocas difícilmente confundibles con otros esquistos del Escambray y **no tienen correlación conocida, ni siquiera dentro de este macizo metamórfico; ni tampoco en otros macizos metamórficos de Cuba existen rocas comparables a estas.**

Se dispone de estudios detallados de la petrografía de estos esquistos que proporcionan una buena caracterización de su composición (Millán y Somin, 1981, 1985 a; Stanik *et al.*, 1981; Soucek y Álvarez-Sánchez, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986; Somin *et al.*, 1992). La composición general comprende asociaciones típicas de glaucofana-lawsonita-cuarzo-albita-moscovita (paragonita)-granate. La fengita (Somin, *et al.*, 1992) también puede estar presente. A menudo contienen clinopiroxeno, hornblenda, clinozoisita-epidota $\pm$ actinolita-clorita. En ocasiones contienen zoisita. Carbonato y grafito ocurren a menudo. En un afloramiento también fue encontrada fuchsita (Álvarez-Sánchez, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986). El anfíbol característico es la glaucofana (Stanik, *et al.*, 1981; Dublan y Álvarez-Sánchez, *ibid.*; Somin, *et al.*, 1992). El rutilo es comúnmente reportado como típico mineral accesorio (Dublan y Álvarez-Sánchez, *ibid.*; Somin, *et al.*, 1992). El granate puede alcanzar grandes concentraciones y, a veces, la albita puede llegar a ser el mineral predominante. Los granos de albita incluidos en el anfíbol indican un crecimiento simultáneo de ambos minerales (Somin *et al.*, *ibid.*). No todos estos minerales están presentes simultáneamente, pero por lo menos, 5 de ellos siempre observables.

Somin *et al.*, *ibid.*), describen capas individuales de rocas anfíbolíticas compuestas de anfíbol sódico cálcico, pertenecientes al grupo de la Na-tremolita, donde se encuentra el raro anfíbol determinado como katophorita; mineral semejante a glaucofana que se encuentra típicamente en rocas ígneas básicas alcalinas en facies glaucofana-jadeíta; más propiamente en complejos ultramáficos. Es conocida en gabros eclogíticos de los Alpes occidentales, producto del metamorfismo HP-LT.



Figura.42. Esquistos Algarrobo foliados con granate y abundante glaucofana que resalta el tono gris azulado de los esquistos. 1-Probables budinas de esquistos albiticos. 2-Grietas que producen bloques elípticos durante la meteorización. Cúpula de Trinidad. (Foto cortesía de L. Bernal. 2010).

Allí la glaucofana se acompaña con un anfíbol verde-azul desarrollado en el contacto glaucofana-granate, determinado como katophorita (Reynard y Ballevre, 1988, y en Deer, *et al.*, 1997). Katophorita verde-azul se encuentra en el Macizo Dora-Maira de ultra-alta presión del Norte de Italia con la asociación: jadeíta-cuarzo / cohesita-almandino-fengita (Hirajima y Compagnoni, 1993, en Coleman y Wang, 1995 y Deer, *et al.*, 1997).

Somin, *et al.*, *ibid.*; describen los intercrecimientos simultáneos existentes entre este anfíbol y la albita y la ausencia de zonación química en anfíboles y granates, como evidencias que contradicen un origen polimetamórfico para los esquistos Algarrobo. La edad K/Ar $67,4 \pm 0,3$ Ma de una muestra de un esquisto cuarzo albitico y edad similar de la roca (Muestra⁹⁴ GME-81-3), indica que los esquistos Algarrobo resultan de un único evento metamórfico cretácico. Según las evidencias registradas en las muestras (GME-81-3 y F94; Tabla 1; en Somin, *et al.*, 1992) al parecer ocurrió un único evento metamórfico bajo temperaturas de 350-400°C y alta presión (geotermómetro de glaucofana-granate, según Perchuk en Somin, *et al.*, op cit.).

Los análisis de microsonda realizados en muestras de Algarrobo (Millán y Somin, 1985 b; pag. 12) (Dublan y Álvarez-Sánchez, *et al.*, 1986; Somin, *et al.*, 1992) en ninguno de los tres casos indican relictos de minerales indicadores de un evento metamórfico previo al que caracteriza al Macizo Metamórfico Escambray. De aquí que Somin (*op cit.*) opina que los datos disponibles muestran que los esquistos Algarrobo son el resultado de un único evento metamórfico de alta presión de edad Cretácico tardío.

Intercalaciones y secreciones.

Una composición de tal complejidad produce mezclas de rocas emparentadas, aunque algo diferentes, a menudo con un mineral netamente predominante, tales como zoisita, actinolita, clorita, granate, antigorita y calcita (mármoles). En los contactos con metaterrígenos /esquistos calcáreos, ocurren rocas mixtas, como carbonato-granato-zoisíticos-albiticos con grafito y carbonato-moscovíticos-cuarcíferos, con grafito, metálicos, clorita, esfena y rutilo. Incluso esquistos cuarzo-moscovíticos granatíferos o cuarzo-piroxénicos moscovíticos, más parecidos a rocas metaterrígenas.

Mármoles y esquistos calcáreos.

Entre las intercalaciones notables, se encuentran los mármoles azulosos, interpretados como metasomáticos-calcíticos tardíos de gran intensidad (Somin y Millán, 1981; Soucek y Álvarez-Sánchez, *ibid.*). Los mármoles (calcita hasta 80%) a veces no superan unos decímetros, mientras pueden alcanzar metros de potencia de aspecto masivo o pseudoestratificado con contactos difusos. Muy afines a los mármoles son los esquistos calcáreos granatíferos (hasta 50%) con moscovita, albita, cuarzo, glaucofana, esfena, clinopiroxeno $\pm$ clorita, fuertemente carbonatizados, a menudo con grafito, abundante en ciertos casos; típicos en la región norte de la Cúpula de Trinidad.

Esquistos albiticos.

Son rocas muy peculiares representadas por cuerpos decimétricos blanquecinos compuestos por albita con cuarzo y glaucofana; que parecen proyectarse hacia el exterior del cuerpo principal en la región de Algarrobo⁹⁵ y también como lentecillos ovalados de posible origen seccional o resultado de boudinage (Figura 42). Son de grano fino, blanquecinos con un contenido de albita en varios porcentajes. La albita puede alcanzar contenidos tan elevados que pueden llamarse como albititas; en parte probablemente originada por metasomatosis sódica generalizados al resto del macizo (Millán, 1984; com. pers.).

Antigorititas.

Las intercalaciones de cuerpos de antigorititas son frecuentes en muchas localidades. En la región al Norte de la Cúpula de Trinidad, al NE de Jibacoa (Loma de Los Guapos), los cuerpos mayores de Algarrobo contienen secciones

⁹⁴ Muestra GME-81-3 (Esquisto de paragonita-glaucofana). Formación Algarrobo (Somin *et al.*, 1992) Laboratorio IGEM. K/Ar. (Nota del Autor).

⁹⁵ Es posible aunque no está probado, que se trata de venas o vetas primitivamente cortantes según opinión de G. Nekrasov (1983, com. pers.).

métricas de antigorititas densas y de esquistos de glaucofana-granate (Álvarez-Sánchez, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986).

La presencia de antigorititas en el interior y también en los bordes de los cuerpos de Algarrobo es un enigma que se suma a los numerosos que estos esquistos proponen al investigador. Las antigorititas son masivas, aparentemente monominerales, de grano muy fino (hasta 0.1 mm) de fábrica no direccional. Por análisis roentgenométrico se determinaron en una muestra representativa, berthierina, antigorita y kryptomelana (Soucek, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986). Los cuerpos interiores no suelen superar unos metros de potencia a menudo junto con esquistos de glaucofana-granate (**Figura 43**). Sin embargo, cuerpos en contacto, pueden alcanzar decenas de metros de potencia (**Figura 44**) y aflorar de modo independiente.

Granatitas.

Unos esquistos muy propios de Algarrobo, raros de ver frescos en afloramientos pero si en pozos, son las granatitas. El Pozo PLG-1 (**Figura 44**) a la profundidad de 142 m, cortó granatitas compuestas por granate hasta 50% en una matriz con moscovita-cuarzo-glaucofana-esfena y carbonato.

Meteorización.

Los esquistos Algarrobo en masa tienen un color gris hasta azul, pero la alteración de superficie los reduce a una masa rojiza, ocrea, con mucho granate suelto. Una característica que se puede apreciar mejor en los afloramientos alterados, es un sistema de grietas que se cortan bajo ángulos agudos y delimitan bloques de forma toscamente esferoidal.

Extensión regional.

En la Cúpula de Trinidad son numerosos los cuerpos de Algarrobo en la parte septentrional, NW y SW, asociados siempre a la Fm. Loma La Gloria y parcialmente a la Fm. Cobrito en su Miembro La Horqueta (**v. Grupo San Juan**). Entre la región entre Las Moscas hasta la zona del pequeño yacimiento Victoria, al E-NW de La Carlota los cuerpos de Algarrobo son profusos y se extienden por cientos de metros y hasta más de 1 km. Hacia Loma de los Guapos y Pico Blanco, al norte de Jibacoa, se encuentran los cuerpos mayores, formando parte del Mélange Los Guapos. En la Cúpula de Sancti Spiritus son comunes en la parte septentrional, sur y oriental. Siempre asociados a las Formaciones Loma La Gloria y Cobrito y en la Zona 3 del metamorfismo (según Millán y Somin, 1981).

Relaciones espaciales. Espesor.

Por su extensión y potencia, los esquistos Algarrobo se reflejan independientes en los mapas geológicos del Escambray por los equipos de cartógrafos en las décadas del 70 y 80. La mayoría con experiencia sobre estos esquistos tan peculiares, coinciden en su carácter estratiforme, su estrecha relación con las Formaciones Loma La Gloria y Cobrito y su exclusividad de aparición en la zona de más alto grado metamórfico en ambas cúpulas; destacándose la mitad oriental y Norte de la Cúpula de Trinidad y Norte de la Cúpula de Sancti Spiritus como los lugares de mayor propagación, (Millán y Somin 1978, 1981, 1985a; Suchanek, 1978, en Stanik *et al.*, 1981; Molak 1983, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986).

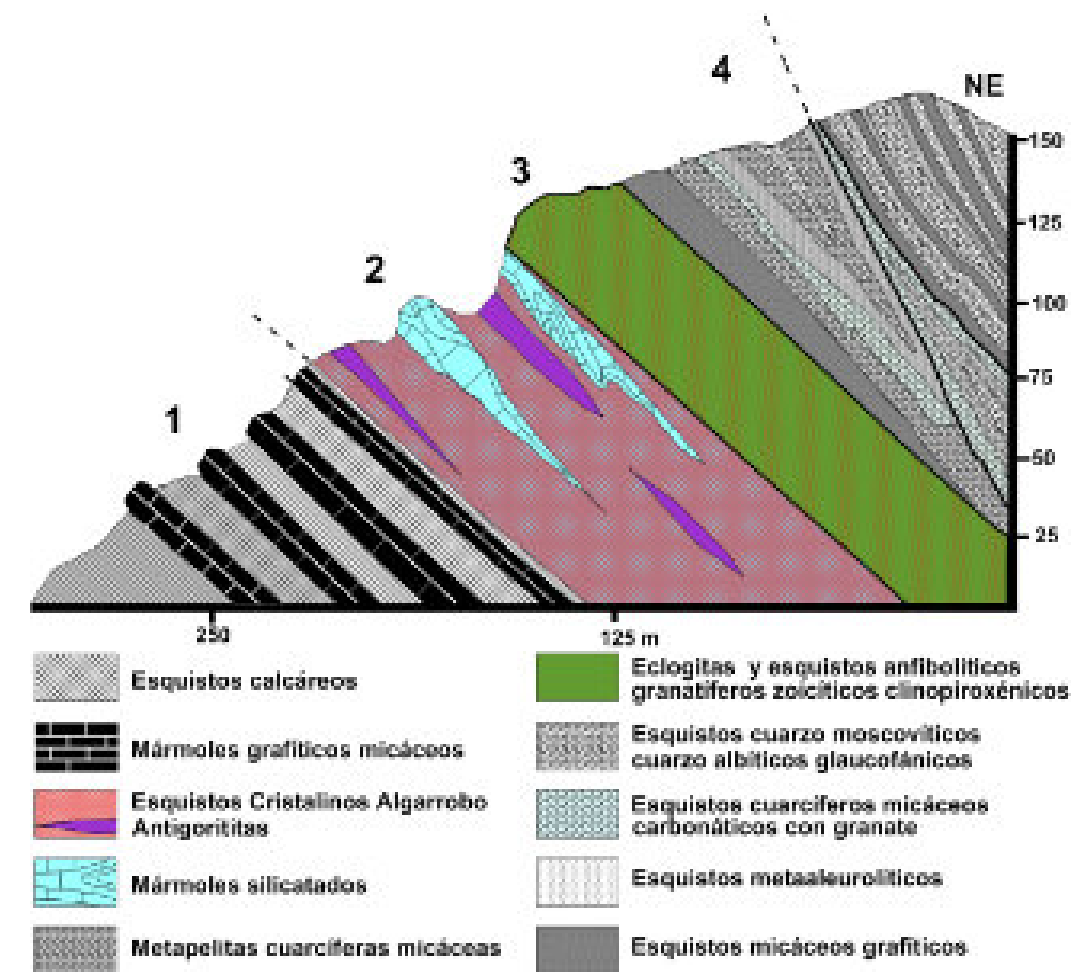


Figura.43. Sección esquemática que muestra la posición de los Esquistos Algarrobo en el sector de La Belleza, región Norte de la Cúpula de Trinidad. Coordenadas Lambert de referencia: Norte 242.390 y Este 613. 072. Hoja Manicaragua 4282 III. ICGC. 1-Fm. Cobrito (Grupo San Juan). 2-Litodema Esquistos Cristalinos Algarrobo. 3-Litodema Eclogitas La Belleza. 4-Fm. Loma La Gloria (Grupo Metaterrígeno). (Gráfico del autor; 1986).

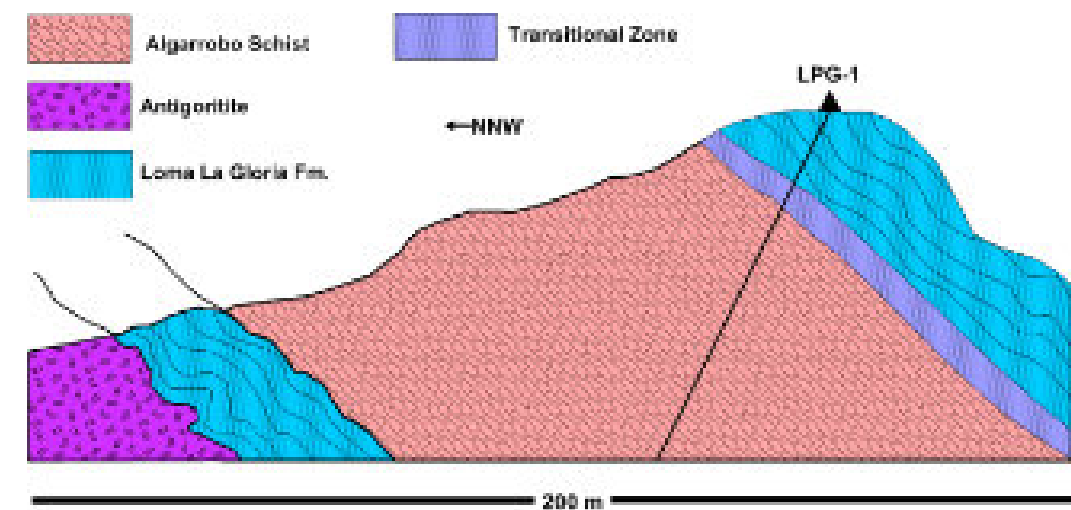


Figura.44. Croquis parcial de la sección del Pozo PLG-1 para exploración de granate en la localidad de La Belleza, Norte de la Cúpula de Trinidad, que corta un intervalo potente de los Esquistos de Algarrobo, según B. Molak y L. Bernal. (Expedición Escambray II). (Gráfico del autor; 1986).

En la Fm. Loma La Gloria, yacen la mayoría de los cuerpos. En la Fm. Cobrito aparecen en su parte inferior que llegan a constituir delgadas intercalaciones toscamente rítmicas; más a menudo inmapeables y menos comunes y raras de observar, pero importantes por el espesor de los cuerpos mezclados existentes. Pero hay excepciones y, relaciones tectónicas muy complicadas también existen.

Millán y Somin (1985 a) señalan contactos tectónicos de los Esquistos Algarrobo con la Fm. La Chispa en la parte Noreste de la Cúpula de Trinidad, enfatizando que dichos contactos se producen por fallas claramente manifestadas que separan estas litologías en dos escamas tectónicamente independientes⁹⁶. Álvarez-Sánchez (en Dublan y Álvarez-Sánchez, *ibid.*) describe grandes cuerpos de los esquistos Algarrobo en la Zona de La Belleza y en la Loma de Los Guapos, al Norte de Jibacoa; Cúpula de Trinidad. En esa localidad un cuerpo de los esquistos Algarrobo yace concordantemente sobre un paquete de esquistos calcáreos de la Fm. Cobrito y se cubre por un potente cuerpo de eclogitas muy frescas con la onfacita y los granates apenas alterados (**Figura 43**). Los esquistos calcáreos incluidos, carbonatizados intensamente forman un mármol silicatado, con una gran densidad de cristales de granate. En esta localidad los cuerpos de Algarrobo llegan a alcanzar ejes largos hectométricos y potencias de varias decenas a más de 100 m, en un gran cuerpo de Algarrobo orientado WNW extendido por cerca de 2 km. Este yace emparedado entre los esquistos metaterrígenos de la Fm. Loma La Gloria, a su vez en contacto tectónico con cuerpos de mélange de antigorititas (**Figura 44**).

Como la potencia de los cuerpos de Algarrobo varía dentro de amplios límites, desde unos decímetros, unos metros, hasta decenas de metros, incluso hasta más de 100 m y constituyen cuerpos independientes; se puede constatar, que los cuerpos pequeños parecen mantener un control estratigráfico, mientras los cuerpos mayores generalmente yacen en contacto tectónico con las rocas espacialmente relacionadas. Esta última situación puede interpretarse como causada por las competencias de contraste durante el plegamiento dúctil e incluso durante la posterior acomodación en las etapas tectónicas póstumas.

Edad de los Esquistos Algarrobo.

Una edad paleozoica o más vieja para las rocas del Escambray es una tesis que se ha sostenido, sin unos claros enunciados, desde época temprana (Hayes *et al.*, 1901; Lewis, 1932; Weyl, 1950; Rigassi-Studer, 1961; Hatten, 1967) y el retorno a esta idea no data de mucho tiempo, al parecer derivada de sus antecedentes; (Kumpera y Svork, 1969); (Tijomirov *et al.*, 1988); (Mossakovskiy, *et al.*, 1986). Los esquistos Algarrobo, en época reciente fueron significativos en la defensa de esta suposición por su aspecto "antiguo" (Somin *et al.*, 1992). En la Expedición Escambray II, la cuestión se discutió con la participación de G. Nekrasov; G. Millán, M. L. Somin y H. Álvarez-Sánchez en 1983. Una edad paleozoica o más antigua era postulada por G. Nekrasov⁹⁷, quien sostenía que Algarrobo formaba parte de afloramientos de un basamento antiguo bajo las unidades del Escambray.

Ya desde mucho antes (Millán, 1978; Millán y Somin, 1981, Millán y Somin, 1985 a, b) se sostenía que la edad de Algarrobo concuerda con la edad de la Fm. Loma La Gloria (Jurásico Inferior-Oxfordiano Medio) dentro de cuyas secciones yacen los cuerpos mayores de estos esquistos y comentan (1985 a) que Algarrobo carece de indicios petrográficos y estructurales y que su completa concordancia con las asociaciones minerales metamórficas de los restantes complejos litológicos del Escambray, no apoyan la suposición de que son representantes de un basamento aflorado en la región. Estos datos son consistentes con las observaciones realizadas por otros autores (Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986).

Las únicas determinaciones de edad absoluta sobre muestras de Algarrobo se encuentran en Millán y Somin (1995 b) y Somin *et al.*, 1992. Esta es una situación extraña: La mayoría de las determinaciones de edad absoluta que se conocen del Macizo Escambray no se adscriben claramente a una formación estratigráfica específica con excepciones recientes (Rojas-Agramonte *et al.*, 2012). Una gran parte de las provenientes de Cuba central tampoco poseen una vinculación precisa con una formación definida (v. Meyerhoff *et al.*, 1969) y en concreto sobre el Escambray tampoco (v. también Iturralde-Vinent *et al.*, 1994; Tabla 4).

De acuerdo con Millán y Somin (1985 b) unas dataciones K-Ar de mica blanca de rocas de Algarrobo indicó entre 71 y 82 Ma (entre ellas GME-81-3; en Somin, *et al.*, 1992) Si los Esquistos Cristalinos de Algarrobo son verdaderas

intercalaciones estratigráficas dentro de las unidades metaterrígenas y en la parte inferior del Grupo San Juan (Fm. Cobrito), es claro que esta datación no revela su edad original, sino un evento metamórfico cronológicamente tardío; probablemente el mismo que determinó la compleja composición mineral de estas rocas. Pero si estos esquistos fueron originados por algún proceso petrológico o algún evento tectónico, o una combinación de ambos (una metasomatosis *in situ* de ciertas rocas estratigráficamente preexistentes) el rango cronológico citado, nuevamente solo indica la fecha de dicho proceso⁹⁸.

Origen metasomático de los Esquistos Cristalinos Algarrobo.

La tesis del origen metasomático fue formulada primero por Millán y Somin (1978) y reiterada en trabajos posteriores (1981; 1985 ab). A este tesis se han adherido Álvarez-Sánchez (en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986); Molak y Bernal (en Dublan y Álvarez-Sánchez, *ibid.*), geólogos de la Expedición Escambray II.

El concepto se basa en la sustitución de esquistos metaterrígenos, fundamentalmente de la Fm. Loma La Gloria. Este proceso de metasomatismo pudo destacarse por la intensa introducción de Na, con albitización en ocasiones completa de las rocas base y una superposición probablemente posterior de soluciones calcíticas; durante (o muy poco posterior) con el metamorfismo principal. De acuerdo con esta suposición, los esquistos metaterrígenos y parte de los esquistos calcáreos de la Fm. Cobrito, fueron profundamente transformados bajo la actuación del metamorfismo de alta presión con el desarrollo de la paragénesis característica de la facies metamórfica y la transmutación adicional metasomática hasta borrar los restos de los protolitos.

Si las relaciones de transición entre estos esquistos Algarrobo y los metaterrígenos (la Fm. Loma La Gloria) son reales, es posible suponer que su origen pudo resultar de una combinación del metamorfismo con una metasomatosis profunda de rocas de esta Formación. Pero, esta posibilidad fue inicialmente rechazada por Millán y Somin (Millán y Somin, 1985 a) sobre la base de que no se encontró zircón detrítico en las rocas de Algarrobo. Stanik *et al.*, (1981) comentaron que el zircón pudo no ser un accesorio típico de la Fm. Sopapo. La expedición Escambray II (Dublan y Álvarez-Sánchez, *et al.*, 1986) tampoco observó la presencia de zircón detrítico. Esta cuestión del zircón, tomado como prueba en contra, se limita a los metaterrígenos. Esquistos Algarrobo, bien caracterizados, ocurren entre esquistos calcáreos y mármoles gráficos de la Fm. Cobrito: Luego, la tesis de la sustitución metasomática se extiende hacia la Fm. Cobrito y esta unidad; pocas veces se menciona; contiene esquistos calcáreos con abundante material terrígeno y el Miembro La Horqueta (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992) integrado por intercalaciones calcáreas y terrígenas representa una transición entre Loma La Gloria y Cobrito.

Basándose en el origen primario de los Esquistos Algarrobo, como derivados de un protolito sedimentario autóctono del corte del Escambray; Millán (comunic. escrita, 2012) indica que las primeras muestras, carentes de zircón detrítico, provenían de secciones calcáreas que pudieron ser de esa composición desde el principio. Más recientemente Millán (com. escrit., 2012) ha aclarado sobre esta cuestión del zircón⁹⁹.

También cabe traer a colación una alternativa considerada tempranamente por Millán (1983, com. pers.) como posible; consistente en la suposición de que rocas de composición diferente, intercaladas en el interior de las secciones donde yacen los Esquistos Algarrobo, pudieron ser los candidatos apropiados de esta transformación; incluso pertenecientes a otras secciones rocosas del corte del Escambray. Así, al referirse al origen de los Esquistos Algarrobo Millán escribe:

“El metasomatismo de esta unidad debe haber jugado un papel en su formación, durante el metamorfismo progresivo. Los cuerpos calcáreos de Algarrobo (mármol silicatado) siempre se ven como cuerpos independientes y pudieron haber procedido de un protolito del Jurásico Superior o incluso de carbonatos del Cretácico Inferior. Lo que si está claro es que el protolito de Algarrobo nunca es un elemento ajeno y extraño a los cortes del Escambray y su edad debe ser Jurásico hasta Cretácico Inferior. Incluso, diferentes protolitos de distintas edades pueden haber formado

⁹⁶ Por cierto, este hecho es una manifestación adicional, aunque indirecta, sobre la posible desvinculación primaria entre las Formaciones Loma La Gloria (portadora de los Esquistos Algarrobo) y la Formación La Chispa. (Nota del Autor).

⁹⁷ Instituto de Geología de la Academia de Ciencias de la URSS. Nota del Autor.

⁹⁸ Los datos de dataciones isotópicas son escasos: además las dataciones K-Ar reflejan ante todo el tiempo de enfriamiento de las rocas y no la edad de su metamorfismo (Millán y Somin, 1985b).

⁹⁹ Creo que el origen de los esquistos Algarrobo es también sedimentario y forma parte del corte primero del Escambray. La ausencia de zircón creo que se debe a que las rocas que se tomaron para sus análisis son aquellas que tienen composición calcárea y forman cuerpos independientes, los cuales quizás fueron carbonato primario, amén del metamorfismo que para mí se encuentra muy relacionado con este metamorfismo de mayor grado. Se puede decir que los metaterrígenos Loma la Gloria pueden transicionar a los esquistos Algarrobo no calcáreos por el enriquecimiento de granate, glaucofana, onfacita y zoisita. De esto no tengo dudas. Millán (com. escrit., 2012).

estos esquistos cristalinos en diferentes sectores¹⁰⁰. Dentro de los esquistos equivalentes a la Fm. San Cayetano (Fm. Loma la Gloria) de la unidad 3, se pueden destacar capas de estos esquistos, pero nunca verdaderos mármoles silicatados como los que afloran en la localidad tipo de Algarrobo”.

Estas observaciones, a mi juicio, sugieren, aunque no demuestran, los siguientes postulados:

1-Los Esquistos Cristalinos Algarrobo, realmente pudieron ser el resultado de un proceso metasomático intenso que, a partir de rocas de composición petroquímica favorable, fueron transformados en las rocas poliminerale. Sin que hasta ahora existan pruebas de tal proceso, ni tampoco suficientes pruebas que lo descarten.

2-El hecho de que los esquistos Algarrobo sean exclusivos de las unidades tectónicas de más alto grado metamórfico y que ni siquiera se encuentran equivalentes menos metamorfizados en las unidades de metamorfismo algo más moderado, puede significar como hecho, que tales rocas mantienen una relación más o menos directa con el metamorfismo-metasomatosis. Incluso es reconocido en el Escambray la presencia de metasomatosis sódica, carbonática y probablemente algunos procesos metasomáticos aún no conocidos.

Discusión.

¿Cuál proceso puede originar rocas poliminerale, caracterizadas por condiciones metamórficas específicas de T-P, con un complejo amplio de minerales coexistentes, que no muestran indicios de un protolito original y que se presentan, lo mismo, en términos de cuerpos decamétricos o como delgadas intercalaciones decimétricas, por lo menos en dos específicos niveles estratigráficos y en una unidad desmembrada tectono-estratigráfica (mélange), sin cambios sustanciales en su composición mineral propia, identificable de lugar a lugar?

Resulta difícil pensar en un proceso metasomático tan regular, causante de tal transformación hacia unas rocas tan específicas, con una asociación mineral prácticamente constante, distribuidas en áreas extensas de un dominio geológico y que este proceso arroje los mismos resultados cuando ocurre indistintamente en cortes geológicos de composición contrastante. Se conoce que los Esquistos Algarrobo transitan hacia mármoles silicatados sin perder completamente sus especificaciones minerales y que, otras secciones más características poseen, en cambio, una matriz no calcárea.

Subsisten numerosas dudas: Las relaciones de transición numerosas y de composición mineral compleja y muy variable, principalmente observadas en la Fm. Loma La Gloria, producen rocas cuya pertenencia a los Esquistos Algarrobo ¿depende de la opinión del observador? En este caso, los límites de Algarrobo ¿pueden resultar puramente convencionales¹⁰¹? ¿Donde es posible situar entonces los límites de tal proceso de alteración? ¿Donde las rocas originales poseían una composición apropiada para ser convertidas en verdaderos esquistos Algarrobo, sin relictos de una composición anterior y donde no? ¿Cuales fueron los parámetros físico-químicos de las soluciones activas?

Origen de Algarrobo como sedimento primigenio.

Esta hipótesis se debe a García-Casco de la Universidad de Granada (com. escrita, 2013). Expongo y, a continuación discuto, esta interesante interpretación, solo en lo concerniente al concepto genético, ya que la idea del autor se extiende hacia las cuestiones amplias de la geotectónica del Escambray; materias que son tratadas en otra parte de la presente obra.

García-Casco parte por rechazar de plano el origen metasomático de los Esquistos Algarrobo y los interpreta como metasedimentos derivados de un protolito del fondo oceánico (de fondos abisales; = 0 > 4,000 m) o del margen continental muy distal (talud). Estas condiciones de Fm. establecerían una diferencia litológica desde el principio, con el resto de los depósitos de dicho margen continental a causa de las características del zócalo de su depocentro,

¹⁰⁰ El subrayado es mío. Nota del Autor.

¹⁰¹ Según mi criterio, las intercalaciones metasomáticas entre diferentes elementos rocosos son visibles en esta unidad metamórfica, tal es así en los límites entre algunos cuerpos de eclogitas que se encuentran dentro de los metaterígenos y parecen contaminar a los últimos, formando una aureola enriquecida en granate, onfacita y glaucofana, mucho más que lo normal. (Millán, 2012; com. escrita).

formado por la corteza oceánica limítrofe al margen continental con su composición petrológica característica (formada desde ese entonces por ultramáficos, MORB y otros).

El complejo rocoso "Escambray", entraría en una zona de subducción aproximadamente en el Cretácico tardío (dataciones de 70±5 Ma, según García-Casco). Durante la subducción los "sedimentos Algarrobo" y su zócalo oceánico y, a continuación, las unidades consecutivamente situadas en depocentros de menor profundidad (terígenos; calcáreos pre-Cobrito, y otros) serían enterradas a profundidades crecientes.

Eclogitas derivadas de MORB y esquistos ultramáficos (antigorititas) resultarían del enterramiento a unos 70 km de profundidad y los "sedimentos Algarrobo", seguidos de las unidades con rasgos más propios del margen continental llegarían a profundidades similares o algo menores con los consiguientes resultados metamórficos. En este ambiente de subducción-prisma de acreción se produciría la mezcla por la tectónica de mutuos desplazamiento, plegamientos y deformaciones intensas bajo las condiciones confinantes, *"tanto durante el viaje de ida (subducción) como de vuelta (exhumación)"*. En las palabras del autor: *"considero que Algarrobo+eclogitas+metaultramafitas puede ser descrito, al menos en parte, como un mélange tectónico de alta presión (formado a ca. 70 km de profundidad) fuertemente transpuesto por varias fases de deformación dúctil durante la subducción y la exhumación*.

Discusión.

El origen sedimentario primario del protolito de Algarrobo se ha sostenido invariablemente desde las tempranas menciones de estas rocas (Millán y Somin, 1978; en parte Suchanek 1978, en Stanik *et al.*, 1981; Millán y Somin, 1981, 1985 ab; Molak y Bernal, 1983 y Álvarez-Sánchez (en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986).

Como elemento que se considera formó parte de los protolitos de las Formaciones Loma La Gloria y Cobrito, fue precisado por Millán y Somin (1985 a) y Álvarez-Sánchez (en Dublan y Álvarez-Sánchez, *ibid.*). Todos los autores citados, sin excepción, han explicado el metamorfismo de Algarrobo (y sus secciones rocosas anfitrionas) y de cualquiera otra unidad estratigráfica del Escambray como resultado de su inmersión en una zona de subducción "Escambray".

También, Álvarez-Sánchez (en Dublan y Álvarez-Sánchez, *ibid.*), fueron los primeros que describieron grandes enclaves de los Esquistos Algarrobo, (eclogitas y muchos fragmentos de diversos esquistos cristalinos) emplazados en una matriz de antigoritita, en un mélange tectónico de alta presión (Mélange Los Guapos) al Norte de la Cúpula de Trinidad.

Aunque comentado de forma general a causa de que la Expedición Escambray I no cartografió en detalle la parte Norte de la Cúpula de Trinidad; Stanik *et al.*, (1981) desde esa época, escribió: *"...las rocas de la unidad Algarrobo forman parte de un manto de cabalgamiento con un grado elevado de metamorfismo y las rocas extrañas constituyen parte del mélange; pag 78"*. Y, al referirse a las rocas extrañas: *"La mayoría de estas rocas (apoeclogitas, eclogitas, glaucofanitas, piroxenitas, zoisititas, granatitas) se encuentran en la zona del metamorfismo elevado, frecuentemente junto con la unidad litológica Algarrobo; pag. 85"*.

Visto lo anterior y en relación con lo que se trata, ¿cuales son las diferencias en la interpretación de García-Casco y cuales las posibles objeciones a su modelo?

La conclusiones del autor citado parecen coherentes con la descripción presentada en el punto dos del epígrafe: *Resumen de algunos problemas basados en hechos conocidos*: que sintetiza cuestiones que de por si, ni se pueden probar ni rechazar. El Mélange Los Guapos es de alta presión típico y sin duda originado en una zona de subducción. No hay objeciones a esto. Pero la presencia real en esta mezcla de los esquistos Algarrobo sigue en dependencia de la respuesta a las preguntas: ¿"Esquistos Algarrobo", o "esquistos de tipo Algarrobo"? Ningún estudio petrológico detallado existe sobre Algarrobo, que supere la descripción de secciones delgadas y algunas determinaciones de microsonda de minerales.

Un sedimento específico "Pre-Algarrobo", formado en la Zona Abisal (o batial), cuyas propiedades inherentes lo destinarían a responder al metamorfismo de una forma tan distintiva; no tendrían que ser encontrados dentro de la Fm. Cobrito cuya litofacies es inapropiada bajo las condiciones supuestas y mucho menos en la Fm. Loma La Gloria, en gran parte equivalente a la Fm. San Cayetano de Cuba occidental y que pertenece a un ambiente de la plataforma continental.

Es así que la tesis de García-Casco retoma varios conceptos ya expresados en el pasado, pero resumida con una prosa más directa y breve, por otra parte aplicable estrictamente al origen del mélange con rocas cristalinas. La idea puede funcionar como interpretación básica, precisamente si las rocas "Algarrobo" fueran exclusivas del mélange. Pero no lo son.

En el Mélange Los Guapos, conviven otras unidades del corte del Escambray, incluso secciones homogéneas de las Formaciones Cobrito-Loma La Gloria, que pueden extenderse por cientos de metros y que son cartografiables a escalas medias; amen de numerosos cuerpos masivos de mármoles, metasilicitas y otros, asimilables con dificultad a otras formaciones del corte estratigráfico Cretácico por su estado, pero muy comparables a ellas. Aunque en el actual desarrollo de esta obra es improcedente abordar la descripción del problema de los mélanges del Escambray, que es materia de otra sección; no hay objeción a considerar el Mélange Los Guapos como originado en una zona de subducción y quizá también como posible parte de un prisma de acreción.

Como parte de su interpretación del origen de los Esquistos Algarrobo; García-Casco sugiere incluir dentro del concepto Litodema Esquistos Algarrobo, a los restantes complejos rocosos (eclogitas MORB, metaultramáficos, esquistos glaucofánicos y otros muchos tipos de esquistos cristalinos, interpretados por García-Casco como "corteza oceánica subducida" (García-Casco, com. escrit., 2013). El mélange marca fronteras entre unidades de diferente naturaleza metamórfica y/o estratigráfica y se integra por (para simplificar) bloques coherentes de los elementos litológicos limítrofes durante la subducción, que flotan en una matriz. Si este concepto es aceptable; por el momento sin entrar en una discusión, queda claro que este mélange pertenece a la clase de "mélange tectónico¹⁰²". El mélange no es una unidad estratigráfica y, por tanto, no es un litodema. Los Esquistos Algarrobo son una unidad independiente que interviene en el mélange, como muchas otras, a pesar de que continuamos sin conocer su origen primario.

Origen de Algarrobo a partir de rocas vulcanógenas autóctonas.

Los antecedentes de esta hipótesis datan de las primeras suposiciones alternativas, sobre el origen de Algarrobo y hasta ahora no se han sometido a discusión. Suchanek (1978), fue uno de los primeros geólogos que estudió el llamado "problema de Algarrobo" (en Stanik *et al.*, 1981). Este autor de la Expedición Escambray I, además de suponer estos esquistos cristalinos como derivados de la Fm. Sopapo, también manifestó que existían indicios que permitían compararlos con la Fm. Yaguanabo, metavulcanógena, del Cretácico Inferior, basándose en el carácter básico de ambas unidades. Millán (1983, com. pers.) de modo independiente consideró también la posibilidad de protolitos locales situados en diferentes niveles estratigráficos; incluso del Jurásico Superior o de carbonatos del Cretácico Inferior. La pregunta que debe ser formulada en estas consideraciones es la siguiente: ¿Hay una posibilidad geológicamente significativa y creíble de que los esquistos Algarrobo son, por ejemplo, los esquistos verdes Felicidad sometidos a un complejo proceso de metamorfismo y metasomatosis?

- La mayoría de los cuerpos de Esquistos Algarrobo yacen en la Fm. Loma La Gloria y los Esquistos Verdes Felicidad en la Fm. La Chispa. Ambas formaciones son muy análogas en su composición litológica principal (**v. Epígrafes 6.1 a 6.4**). Tienen la misma edad. Ocupan la misma posición en la columna estratigráfica del macizo. Ambas contactan con la Fm. Cobrito, que constituye su techo estratigráfico en la situación más conocida en el Escambray. Esta última unidad también contiene esquistos de Algarrobo, pero también contiene esquistos verdes apovulcanógenos comparables a Felicidad.
- Ambos conjuntos de esquistos, Algarrobo y Felicidad, poseen transiciones litológicas bien establecidas y regularmente observadas con las rocas que soportan sus cuerpos, de modo que se producen litologías mixtas o mezcladas (Millán y Somin, 1981, 1985 ab; Suchanek en Stanik et al. 1981, Álvarez-Sánchez, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986). Sin embargo, no se conservan evidencias del protolito de Algarrobo. Los esquistos Felicidad, al contrario, contienen evidencias claras de su roca madre que permiten suponerles una

¹⁰² Type 4 – mélanges related to subduction; 4b – broken formation and tectonic mélanges (Festa et al.2010)

edad coincidente con las rocas de sustento. Pero no sabemos la edad de los esquistos Algarrobo. Alguna evidencia se tiene de la posible edad del proceso formador (v. Somin *et al.*, 1992, pero estas evidencias no coinciden con la edad de la roca base.

- Los esquistos Felicidad presentan, como minerales comunes albita, actinolita, epidotas, cloritas, clinozoisita, lawsonita, grafito, esfena, fengita, granate y hacia la zona próxima al borde de la Zona 3 ya se encuentran en ellos glaucofana, jadeita y horblenda.
- Los esquistos Algarrobo; albita, granate, paragonita-fengita, glaucofana; anfíbol actinolítico, epidotas y cloritas; lawsonita, zoisita, clinozoisita, clinopiroxeno, horblenda y grafito.
- La albita forma en ambos conjuntos litológicos un componente mineral en elevados porcentajes que testimonia una alteración inducida por la introducción de Na generalizada al Escambray.
- Las dos asociaciones son de alta presión.
- Mientras en los esquistos Felicidad se pueden reconocer aceptablemente los protolitos de tobas, lavas máficas e incluso posibles derivados de diabasas y gabros, con intervalos de siliclásticos, rocas calcáreas con materia orgánica y silicitas; Algarrobo muestra el más alto grado de transformación metamórfica en esta región hasta el punto de que su protolito se desconoce.
- No obstante los productos metamórficos de Felicidad, integrados por los esquistos con una composición bastante compleja, los mármoles y una serie de esquistos de mezcla de material terrígeno y máfico, se pueden comparar sin gran esfuerzo, con Algarrobo, aceptando sin más la acción de un más alto grado metamórfico y probablemente la acción de soluciones.

Luego, vistos lo anterior y contando con las deficiencias en el conocimiento actual; la diferencia más esencial que se puede señalar entre los dos conjuntos litológicos resulta ser el grado metamórfico; no las rocas madres. No tengo duda de que estas rocas parecen formar una cierta dualidad. ¿No esto sugerente y sospechoso? Creo que suficiente para incorporar a los esquemas supuestos del posible origen de estos enigmáticos esquistos Algarrobo esta posibilidad como alternativa para la investigación (Tabla VI). Un estudio detallado de la petrología, con énfasis en la petroquímica (HFSE) y otros estudios detallados, acompañados de una nueva cartografía realizada con pericia profesional, pueden rechazar esta hipótesis o llevarla a una confirmación que podría resolver uno de los muchos problemas geológicos en el Escambray. Lo cierto es que el esquema presentado carece precisamente de los datos arriba indicados. Las analogías comentadas son solo eso y no prueban lo que se supone, aunque los puntos de comparación dan que pensar. El problema básico que desde mi punto de vista sustenta mejor lo supuesto, no es la realidad de las analogías entre ambas unidades, que no se puede simplemente rechazar. Más bien dependen de una alternativa de interpretación que considero muy inquietante sobre la estratigrafía del Escambray. Después de una análisis muy reposado y cuidadoso que he realizado durante muchos meses sobre la base de datos a mi disposición y mi personal experiencia como geólogo del Escambray, pienso que las unidades metaterribgenas son, esencialmente la misma unidad litoestratigráfica y más allá, la misma entidad material. Solo diferenciadas por su situación en zonas de diversa intensidad de grado metamórfico. Si estos supuestos llegan a ser demostrados algún día, pienso que el íntimo parentesco entre Los Esquistos Verdes Felicidad y Los Esquistos Algarrobo pueden llegar a convertirse en una identidad.

Tabla.VI. Características comparativas entre los esquistos Algarrobo y los esquistos Felicidad.

Unidades	Esquistos Verdes Felicidad	Esquistos Cristalinos Algarrobo
Características		
Modo de yacencia	Intercalaciones estratigráficas	Intercalaciones estratigráficas
Forma de los cuerpos	Tabular	Tabular
Tipos de contactos	Transicionales	Transicionales
Asociación estratigráfica	Fm. La Chispa	Fms. Loma La Gloria y Cobrito

Grado metamórfico	Esquistos verdes	Facies eclogítica
Intercalaciones	Mármoles, diversos esquistos cristalinos y metaterrígenos.	Mármoles, esquistos metaterrígenos, metasilicitas.
Protolitos	Se desconoce.	Vulcanitas básicas.
Techos estratigráficos	Fm. Cobrito.	Formaciones Cobrito y Narciso.
Edad	Se desconoce	Jurásico hasta Oxfordiano.
Hipótesis sobre el origen	Metasomatismo. Sedimentos abisales, otros.	Vulcanismo fisural probable riftogénico.

8.2. Anfibolitas Yayabo.

Autores de la unidad original.

Guillermo Millán y Mark L. Somin; 1981.

Nombre.

El nombre se deriva del Río Yayabo; provincia de Sancti Spiritus. Los mejores afloramientos se observan en el curso medio, en el trayecto de salida hacia la llanura, al Sur y SE del Pico Tuerto.

Historia.

Millán y Somin nombraron a estas anfibolitas en varios trabajos sucesivos como Secuencia Yayabo (Millán y Somin, 1974), Grupo Yayabo (Millán y Somin, 1976) y Fm. Yayabo (Millán y Somin, 1981). La Expedición Escambray I (Stanik *et al.*, 1981), aceptó el nombre propuesto e interpretó la unidad como derivada de lavas básicas. Por esa época, solo estos grupos de investigadores reconocían a Yayabo como sección independiente durante el periodo en que la estratigrafía del Escambray iniciaba su construcción y formalización. Por causa de que intercalaciones métricas de anfibolitas, por aquella época indiferenciadas de las típicas, también se observaron en la Fm. Cobrito (Millán y Somin, 1985 ab; Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986) se sostuvo la interpretación de que esta relación de la Fm. Yayabo, con las Formaciones Loma La Gloria y Cobrito podría significar la evidencia de un magmatismo sincrónico ocurrido durante la sedimentación de ambas Formaciones. Opinión similar fue expresada por Stanik *et al.*, 1981 quien supuso que las anfibolitas Yayabo fueran vulcanitas antiguas pertenecientes a la Fm. Sopapo¹⁰³. También Stanik, (*ibid.*), examinó la posibilidad de que las anfibolitas pudieran pertenecer a la Fm. Yaguanabo, con un grado metamórfico superior. Millán y Somin (1981), fueron los primeros que consideraron que se trataba de una unidad independiente, espacialmente relacionada¹⁰⁴ con las restantes unidades del Escambray durante eventos tectónicos premetamórficos (Millán y Somin, 1985 a). Otra interpretación de origen autóctono fue defendida durante la Expedición Escambray II, al sostenerse que las anfibolitas representan un vulcanismo de carácter básico, destacado durante la formación de la parte inferior de la columna estratigráfica; pero en una zona con régimen tectónico distinto al reinante en la región de acumulación de los metaterrígenos (Álvarez-Sánchez; en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986. Epígrafe V.2., pag. 928), así como su expresión como vulcanismo basáltico casi puro de edad jurásica presumible (Álvarez-Sánchez y Bernal Rodríguez, 2014).

Todas las anteriores tesis, caracterizadas por el concepto de las Anfibolitas Yayabo (o su protolito) originadas en el interior del dominio Escambray, difieren de las conclusiones provenientes de los trabajos de García-Casco *et al.*, 2003 (*inéd.*) y Stanek *et al.*, 2006, que sostienen un posible origen alóctono, o al menos extraño, respecto a las unidades

¹⁰³ Estas rocas están en la zona del metamorfismo elevado frecuentemente en las cercanías de las rocas extrañas. Por esto es difícil agregarlas a la nueva concepción estratigráfica de la Zona Trinidad. Por su constitución recuerdan a la f. Yaguanabo J₃ (?) -K₁ (?) pero no está excluido que sean rocas metavolcánicas de composición básica de la f. Sopapo J1 (?) J3, lo que significaría que serían en este caso las metavulcanitas más viejas (ubicadas estratigráficamente) con una posición comparable, en edad, con el magmatismo de la f. Cangre..(sic.) (Stanik *et al.*, 1981).

¹⁰⁴ que, junto con una porción de las secuencias de origen terrígeno, hayan provenido de una subzona tectónica relativamente independiente del resto de las secuencias del Escambray, cabalgando sobre las últimas antes del metamorfismo regional. (Millán y Somin, 1981; pag. 36).

magmáticas del Escambray. Este concepto de una posible aloctonía es retomado nuevamente por Stanek *et al.*, 2018, con algunos elementos petroquímicos adicionales, pero sin precisar novedades sobre las conclusiones previas en cuanto a la posición estructural alóctona de las anfibolitas Yayabo y su metamorfismo. No obstante, la interpretación temprana que se ha sostenido de Yayabo como una escama-nappe independiente, data de mucho tiempo atrás (Millán y Somin, 1981; Stanik *et al.*, 1981; Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986; Millán, 1992; 1996; 1997a; García-Casco *et al.*, 2003, cuestión en que no parecen destacarse discrepancias entre diversos autores, a pesar de que, llamar “independiente” a la unidad Yayabo, se podrá apreciar cuanto dista este concepto de considerarse definitivo, cómo se verá a continuación.

Sinonimia.

En Franco Álvarez *et al.*, 1992, la unidad es llamada Fm. Pico Tuerto, a causa de existir el homónimo "Yayabo formation"¹⁰⁵ (Thiadens, 1937). Fm. Pico Tuerto no aparece en trabajos posteriores a la fecha del cambio y es ignorada en la literatura internacional. Mientras, Fm. Yayabo es nombre conocido¹⁰⁶, a pesar de apelativos informales como: “*Metaofiolitas Yayabo*”(Iturralde-Vinent, 1998), “*Yayabo unit*” (Grevel, *et al.*, 2006), “*Yayabo Amphibolites*” (García-Casco, *et al.*, 2006), “*Yayabo suite*” (Stanek, *et al.*, 2006). Una sinonimia Fm. Yayabo con Fm. Mabujina (Linares *et al.*, 1985) señalada por el léxico no es razonable, geológicamente hablando. Las sinonimias específicas de Yayabo pertenecen a Somin y Millán (1976) "Secuencia Yayabo" y "Grupo Yayabo" Millán (1978). Las reglas estratigráficas indican la prioridad del uso común y bien conocido¹⁰⁷. Al fin, los mismos autores, lo son de la Fm. Yayabo y lo serían del nombre cambiado y su descripción original cumple con todos los requisitos básicos.

Localidad Tipo y Holoestratotipo.

Los afloramientos típicos de las Anfibolitas Yayabo ocurren al oriente de la Cúpula de Sancti Spiritus, en el valle de Río Yayabo, (**Figura 45**). El Léxico Estratigráfico de Cuba describe el holoestratotipo, situado en las márgenes del Río Yayabo, en la vertiente este del Pico Tuerto, con las coordenadas Lambert: 235.500 Norte y 649.500 Este (iniciales) y 235.150 Norte y 647.900 Este (finales). Hoja Topográfica 1.50, 000 Loma La Gloria. 4281 I. ICGC. Se trata del cuerpo de mayor extensión y también el más accesible.

Categoría estratigráfica.

El grado de conocimiento geológico de las Anfibolitas Yayabo es insuficiente y polémico. Su origen no se ha establecido. Sus relaciones primarias con su soporte regional no se han aclarado. La base de sus cuerpos nunca se ha observado. Se ignora la geometría de la proyección hacia la profundidad de sus contactos, actualmente tectónicos en su totalidad. Estas son razones suficientes para redefinir su categoría estratigráfica como Litodema Anfibolitas Yayabo; en lugar de una formación litoestratigráfica. Esta es una necesidad actual de la nomenclatura estratigráfica del Escambray.

Circunstancias cuestionables.

En la oriental Cúpula de Sancti Spiritus, las Anfibolitas Yayabo (**Lámina 4**) contactan con las Anfibolitas Mabujina a través de una potente zona cizallada, con una aparente homogeneización metamórfica y estructural de ambos complejos (Millán y Somin, 1981; Stanik *et al.*¹⁰⁸, 1981; Millán y Somin, 1985 b).

¹⁰⁵ En el mismo Léxico Estratigráfico, según se explica, encontrarse invalidado y, además, y además es sinónima de Formación Lagunitas (Popov y Kojumdjieva en: Kantchev *et al.*, 1978).

¹⁰⁶ "tanto Somin como yo, estas anfibolitas las hemos identificado con el nombre de Yayabo desde 1976 de una manera constante" (1976, 81, 85, 92, 97)". Millán (com. escrita, 25-04-2012).

¹⁰⁷ Ver Artículos 7 (c) y 20. Código Estratigráfico Norteamericano, 2010.

¹⁰⁸ Millán y Somin (1976) mencionan que las anfibolitas, en las cercanías del camino a Quemado forman rocas transicionales que sufrieron un metamorfismo de temperaturas más altas que las de Yayabo y de presión más alta que las del complejo anfibolítico de Manicaragua. Nuestras observaciones no comprobaron esta afirmación. Consideramos estas anfibolitas como pertenecientes a la zona Manicaragua y que tienen un contacto tectónico con la zona Trinidad, aunque no fueron encontradas pruebas definitivas para decir si las anfibolitas de ambas zonas no presentan transiciones entre si. (Stanik *et al.*, 1981).



Figura.45. Localidad Tipo del Litodema Anfibolitas Yayabo. Coordenadas iniciales (I): Norte 235.50 y E 649.50. Finales (F): N 235.15 y E 647.90. Proyección Lambert. Cúpula de Sancti Spiritus. Hoja Topográfica 1:50,000 Loma La Gloria. 4281 I. ICGC. Sobre el Mapa Geológico 1:100,000. Instituto de Geología y Paleontología. Hoja Caballote de Casas 1:25,000. Proyección Lambert.

- Aunque en este trabajo se excluye el origen de Yayabo a partir de anfibolitas Mabujina, existen problemas relacionados con los sistemas de vetas pegmatíticas, el metamorfismo de Yayabo, su propio origen respecto a las Anfibolitas Mabujina y sus relaciones estratigráficas y tectónicas con el propio complejo Escambray (Grafe *et al.*, 2001; Stanek *et al.*, 2006; Stanek *et al.*, 2018).
- ¿Son las Anfibolitas Yayabo ajenas al Escambray o, por el contrario, un elemento nativo de este macizo metamórfico? Yayabo es un complejo volcánico potente de 300 m comprobados y más de 1000 m probables. Si consiste de basaltos oceánicos primitivos (Somin *et al.*, 1992); producto de vulcanismo a gran distancia del dominio Escambray, o sucedido en una cuenca “inter-Escambray” por fragmentación intracontinental (Álvarez-Sánchez, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986) ¿cuál es la causa de su exclusivo vínculo con los metaterígenos jurásicos de la Fm. Loma La Gloria? De ser un elemento propio del Escambray ¿por que no se conocen sus representantes distintivos en la Fm. La Chispa, equivalente en edad, litología y facies de Loma La Gloria; ambas formadas en idéntico ambiente sedimentario? De ser un elemento ajeno ¿por qué presenta un índice geoquímico tan elevado de titanio; idéntico al de las metabasitas nativas del Escambray; índice que resulta tan particular y coherente, que diferencia a las rocas del Escambray de todas las rocas de las estructuras circundantes? Tales interrogantes permiten varias alternativas de interpretación; ninguna concluyente. Entre ellas y de gran interés, no las únicas: **a)**-Yayabo podría ser un equivalente nativo del vulcanismo jurásico Felicidad de la Fm. La Chispa; pero formado en una frontera transicional del dominio Escambray hacia condiciones más oceánicas. **b)**-Yayabo puede ser un elemento “soldado” a Loma La Gloria o a la estructura donde descansa. Un argumento estrictamente geológico (Álvarez-Sánchez; en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986), basado en que la Fm. Loma La Gloria no contiene secciones metavulcanógenas tan importantes y definidas como la Fm. La Chispa.

- A causa de su intensa reelaboración tectónica; en conjunto con otras litologías en su proximidad; se siguen destacando descripciones dudosas de tales contactos y de **las inclusiones y relaciones con cuerpos de otras rocas no volcánicas**, que oscurecen la esencia de su constitución primitiva.
- Un estudio sistemático de las anfibolitas Yayabo, que las compare con los restantes elementos del magmatismo Escambray no se ha realizado. No hay suficientes correlaciones en volumen estadísticamente representativas. Tampoco existen datos concluyentes de correlación del magmatismo Yayabo con el magmatismo máfico del Jurásico de la Cordillera de Guaniguanico; mejor conocido y que podría contribuir a resolver varios de estos problemas.

Distribución regional.

Las Anfibolitas Yayabo afloran al oriente de la Cúpula de Sancti Spiritus en cuerpos extensos. En la región se encuentra el de mayores dimensiones, como una alargada corrida extendida NNW de **9.5 kilómetros** con un ancho máximo de **1.7 Km** y medio de **1.15 Km**, para unos **10.93 km²** de área aflorada¹⁰⁹. Otros cuerpos de menores dimensiones, orientados N30°W y cartografiados como Anfibolitas Yayabo, se encuentran hacia el interior de la cúpula, dispersos en un espacio de unos 25 km². Algunos son pequeños; pero al menos 3 de ellos son de orden kilométrico (**Figura 52**).

Exceptuando el cuerpo mayor, la mayoría de los restantes afloran rodeados por la Fm. Loma La Gloria; a la que se asocian cuerpos de rocas cristalinas; tales como esquistos de tipo Algarrobo, tectonitas antigoríticas con bloques de alta presión que incluyen eclogitas exóticas; antigorititas sin bloques y secciones de esquistos calcíticos y mármoles (facies Caracusey, de Somin *et al.*, 1992) que contienen capas concordantes de eclogitas nativas (ver **Epígrafe 7.2.3**).

En la Cúpula de Trinidad las verdaderas anfibolitas son raras y las Anfibolitas Yayabo tanto más. Un pequeño cuerpo, cuyas características coinciden con las típicas de Yayabo, está situado al norte del yacimiento pirítico Guachinango, con una longitud aflorada de alrededor de 1 km y espesor no determinado. Se encuentra bien delimitado en la cuadrícula 251-253 y 593-594 (Lambert) al oeste del Lago Hanabanilla¹¹⁰. Son de fábrica bandeada o esquistosa, muy densas, verdes a grises de composición hornblenda + zoisita + granate + fengita; con secreciones félsicas y vetillas de cuarzo. Se encuentra en contacto por el sur con la Fm. Loma La Gloria en cuya superficie tectónica yace un cuerpo de zoisititas y serpentinitas antigoríticas. Por el norte, descansa en el mismo borde tectónico norte de la cúpula, que separa estas anfibolitas de un cuerpo de metagabros del Litodema Gabroanfibolitas y Metadioritas Jicaya (Mlcoch y Álvarez-Sánchez; en Escambray II, 1986); remedando la situación del cuerpo mayor de Yayabo, en el borde este de la Cúpula de Sancti Spiritus.

Muchas capas o lentes (boudins) de anfibolitas, petrográficamente similares a Yayabo, pueden observarse en las Formaciones Loma La Gloria y Cobrito en la parte norte de la Cúpula de Trinidad y en varios casos su asignación a Yayabo puede ser dudosa. A menudo son difíciles de separar de otras metabasitas, tales como rocas con asociaciones de hornblenda¹¹¹ con plagioclasa, titanita, moscovita ± rutilo ± epidota y clorita, por lo común regresiva. Metagabros clinopiroxénicos anfibolitizados granáticos, con glaucofana-crossita (Soucek y Álvarez-Sánchez; Escambray II) y otras rocas afines granáticas y densas, sujetas a una gran cantidad de transiciones, evocan a las anfibolitas Yayabo en los afloramientos. Rocas anfibolíticas con granate (clinopiroxenitas) compactas con un discreto bandeo se encuentran en una misma sucesión con eclogitas en secciones concordantes de esquistos calcáreos y mármoles en varias localidades y se han descrito en detalle (*e. g.* MacDonald, 1977, *ined.*). Otras rocas anfibolíticas macroscópicamente confundibles

¹⁰⁹ Según Stanek *et al.*, 2018 el mencionado cuerpo alcanza un área de 20 km². Sería interesante conocer de donde salió tal cifra. Millán y Somin, 1981; pag. 33, indican claramente que el ancho del cuerpo no alcanza los 2 km. La cifra de 10 km de longitud es errónea, según mediciones realizadas por el autor de este trabajo. El primer lugar donde pueden encontrarse estas cifras de 2x10 km es en Stanik *et al.*, 1981; pag. 61. Al parecer otros autores copiaron estas cifras sin mayores preocupaciones.

¹¹⁰ Mapa Geológico 1:50,000. Zona Centro (Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986; Anexo 9).

¹¹¹ Soucek se refiere a dudas respecto a la determinación de la hornblenda, probablemente confundida con actinolita en rocas de la parte occidental de la Cúpula de Trinidad. Algunas muestras con hornblenda fueron determinadas como actinolita por microsonda. Según Soucek existen dudas sobre la transformación de la actinolita en hornblenda en la Zona 3 del metamorfismo y en esta región, según Somin y Millán, 1981.

con Yayabo, en cambio, se encuentran en el seno de cuerpos de antigorititas con aspecto de mélange tectónico, en convivencia con zoisititas, esquistos jadeíticos y otros cristalinos (Mélange Los Guapos; Álvarez-Sánchez; en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986).

La causa de estas notables diferencias en las dimensiones de sus cuerpos y en la distribución geográfica de las anfibolitas Yayabo respecto a las cúpulas, se desconoce. Es cierto que la Cúpula de Sancti Spiritus da la impresión de un metamorfismo más intenso. En realidad es más un resultado de la mayor extensión de las unidades de grado glaucofano-eclogítico respecto a la Cúpula de Trinidad y un corte de erosión menor. Por tanto, en la cúpula oriental, la extensión de la Fm. Loma La Gloria, estrechamente asociada con las anfibolitas, es mayor. En la cúpula occidental las unidades con metamorfismo eclogítico-glaucofánico se conservan solo en los bordes. No obstante se mantiene la asociación de las anfibolitas con Loma La Gloria, al menos en un caso, el único con cierta seguridad.

Con el nivel actual de conocimiento hay muchas explicaciones disponibles. Entre ellas, el corte de erosión. Los niveles de planación en la Cúpula de Trinidad se encuentran a 700-750, 900, 1000 y > 1000 m. En la Cúpula de Sancti Spiritus 300-500, 600-650 y 800 m (Suchanek, en Stanik *et al.*, 1981). Es decir, la Cúpula de Trinidad, que tuvo una coraza metamórfica con seguridad mucho más extensa, ha perdido por desmantelamiento erosivo sobre 400-500 m más que la oriental; una probable causa para la destrucción de muchos cuerpos de Yayabo o su reducción a pequeños afloramientos inmapeables.

Litología.

Las Anfibolitas Yayabo son rocas densas; verdes a gris verdoso (**Figura 46**), de grano fino a medio, alternativamente bandeadas, esquistosas o masivas. Muy pesadas en la variedad de unas anfibolitas de granate-hornblenda (**Figura 47**); duras y muy compactas. Frecuentemente son repetitivas en el corte con gran monotonía y por sus características generales se distinguen claramente de otras metabasitas en el Escambray, aunque no así en el caso de cuerpos pequeños. En las anfibolitas se destaca el alto contenido de titanio (**Tabla VII**). Para comparación véase la **Tabla VIII**. En su composición mineral abunda la hornblenda generalmente en cristales prismáticos, plagioclasa ácida, hasta oligoclasa. La oligoclasa predominante es la albita no maclada (Millán y Somin, 1981; Stanik *et al.*, 1981; Soucek y Álvarez-Sánchez, 1986.). Presentes se encuentran mica blanca, zoisita, clinozoisita, frecuentemente granate y epidotas; a veces clorita y carbonato secundario (Stanik *et al.*, 1981; Millán y Somin, 1981; Millán y Somin, 1985ab; Soucek y Álvarez-Sánchez; en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986). Los minerales accesorios característicos son el rutilo y la esfena, prácticamente presentes en todas las rocas básicas del Escambray, independiente de su grado metamórfico. La piritita y otros metálicos son comunes.

En las anfibolitas Yayabo también se menciona el clinoanfíbol cálcico barroisita, magnesiohornblenda rica en sodio y pargasita (Grevel *et al.*, 2000; Grafe *et al.*, 2001). El anfíbol barroisítico se refiere como típico y Grevel *et al.*, 2006; indican que la onfacita no se observa. En el pozo estructural PE-3 (**Figura 51**) a las profundidades de 145 y 192 m se encontró el clinoanfíbol cálcico edenita (**Tabla XIII**) al igual que en las muestras de superficie (**Muestra LV72A**). Localmente se destacan intercalaciones, desde algunos centímetros hasta métricas, de esquistos metasilicíticos cuarzo-moscovíticos con granate (cuarzo + albita + mica blanca + granate.), con gran probabilidad derivados de chert estratificados. Somin *et al.*, 1992 describen esquistos anfibolíticos con la asociación fengita + granate + hornblenda + clinozoisita y la transformación parcial de la hornblenda en glaucofana-riebeckita o winchita (Millán y Somin 1981). También se han descrito relictos semi-transformados de clinopiroxeno y zoisita interpretados como raras ocurrencias de una eclogita retrograda (Millán y Somin, 1981; Somin y Millán, 1981). Su posible significado fue discutido brevemente por Millán y Somin (1985a) como un hecho relacionado con circunstancias puramente petrológicas, concurrentes con el alcance, durante un corto tiempo de las condiciones eclogíticas¹¹². Sin embargo, en la Cúpula de Trinidad las anfibolitas de tipo Yayabo contienen anfíboles glaucofánicos (**Figura 48**). Sobre estas rocas gira parte de

¹¹² dentro de los cortes de la unidad 3, ocurren cuerpos intercalados de eclogitas (a veces con intercalaciones o capas de metasilicitas granatíferas) reelaboradas o diaforizadas parcialmente en anfibolitas similares a las de Yayabo o en rocas glaucofánicas. Este es el caso de las capas de anfibolitas intercaladas en Loma la Gloria que siempre presentan relictos de una eclogita previa. Este no es el caso de la Fm. Yayabo, sino de intercalaciones en la unidad 3" (Millán; com. escrita, 2012).

la discusión sobre la verdadera identidad de las anfibolitas Yayabo y los criterios de diferenciación con otras metabasitas.



Figura.46. Anfibolitas bandeadas en el curso del Río Yayabo, en la Cúpula de Sancti Spiritus. (Foto L. Bernal. Inst. de Geología y Paleontología).



Figura.47. Anfibolitas de hornblenda-granate masivas en el curso del Río Yayabo, en la Cúpula de Sancti Spiritus. (Foto L. Bernal. Instituto de Geología y Paleontología. La Habana).

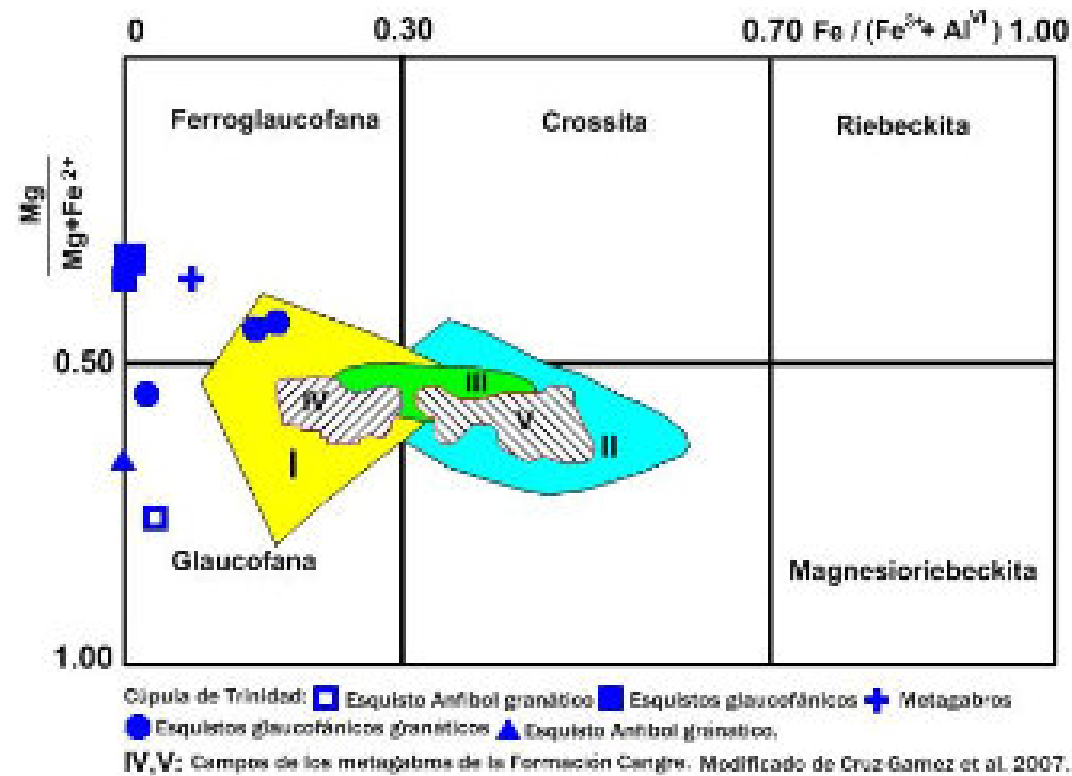


Figura.48.Composición de los anfiboles y otras metabasitas de la Cúpula de Trinidad. Las muestras representadas por cuadrado vacío y triángulo son anfibolitas de tipo Yayabo. Composición de los anfiboles en los campos: Campo I: Anfiboles en el área Franciscana de California. Campo II: Anfiboles en el área Sanbagawa (según Ernst *et al.*, 1971). Campo III: Anfiboles en el área Taiwan (según Lion *et al.*, 1975). Gráfico según Leake, B. E., 1978. Modificado de Soucek y Álvarez-Sánchez; en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.* 1986).

Las anfibolitas, mejor caracterizadas como Yayabo, contienen bandas que resaltan por su color blanquecino y composición plagioclasa-cuarzo. El bandeo se enfatiza también por el granate que forma con las bandas de anfibol y feldespato una clara alternancia (Figura 49), a veces rítmica. Vetas de grano grueso (Figura 50) propiamente dichas, de composición cuarzo-albita-mica blanca fueron reportadas por primera vez por Millán y Somin, 1981 y Stanik *et al.*, 1981). Es cierto que las vetas de grano grueso y aspecto de pegmatita, son frecuentes en Yayabo y le distinguen de otras metabasitas en el Escambray, que no poseen vetas de este tipo.

Intercalaciones.

Pruebas de las relaciones genéticas con litologías heterogéneas pertenecientes a su corte primario y descripciones con suficiente detalle, en particular serpentinitas, metasilicitas, eclogitas mármoles y metaterrígenos; podrían ser importantes para definir condiciones sobre el origen de las anfibolitas. Pero datos concluyentes sobre la materia faltan y las evidencias son en gran medida contradictorias; de donde se derivan las correspondientes especulaciones. Es particularmente significativo que intercalaciones de anfibolitas con características discordantes en las Formaciones Loma La Gloria y Cobrito, son bastante comunes en la proximidad de los cuerpos principales de las Anfibolitas Yayabo, añadiendo un factor adicional de confusión; por cuya causa las dudas sobre esa cuestión se extienden hasta mucho después de las primeras descripciones y continúan formando parte de los problemas sin solución.

Serpentinitas.

En las descripciones de las Anfibolitas Yayabo se mencionan vínculos con antigorititas, como uno de los tópicos más confusos, pero importantes por su posible enlace con la cuestión de la génesis. Las menciones al respecto son

ambiguas e imprecisas con el uso de términos tales como “asociación” (Iturralde-Vinent, 1994; 1995; Cobiella-Reguera, 2005).

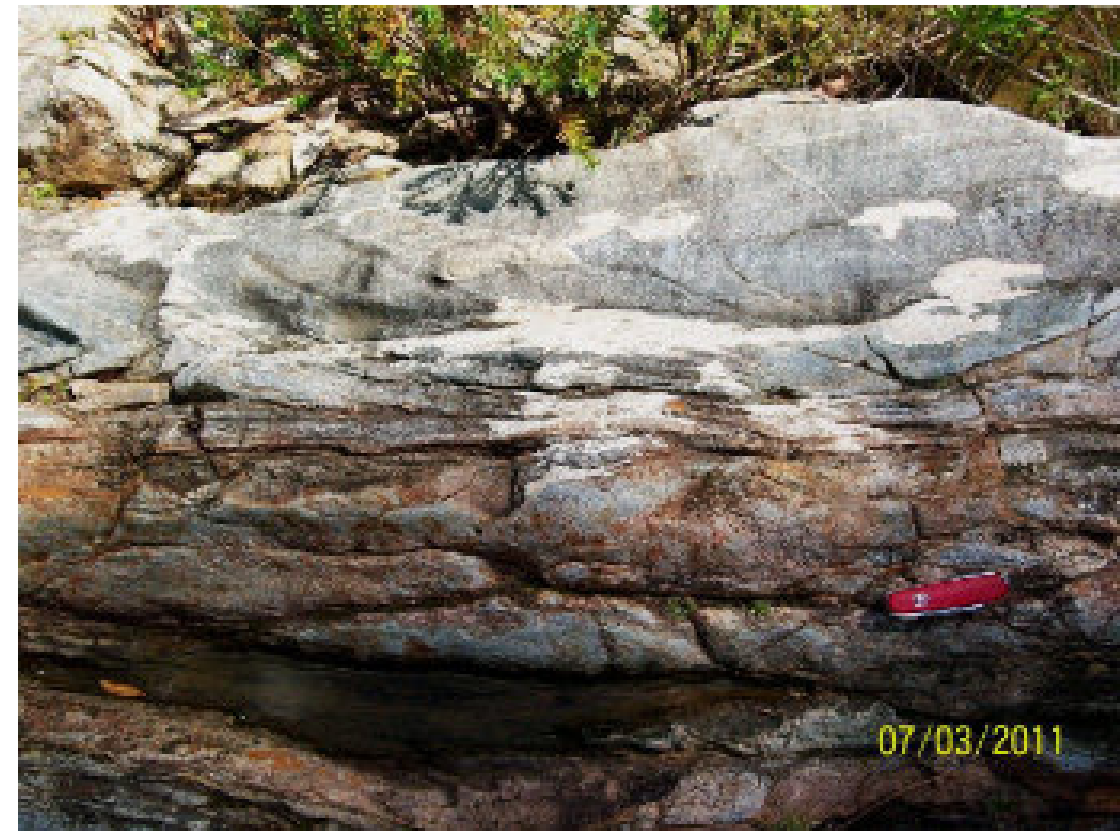


Figura.49. Anfibolitas bandeadas con alternancia de zonas con un bandeo de secreciones claras feldespáticas y otras con predominio de bandas enriquecidas en granate. Curso del Río Yayabo, en la Cúpula de Sancti Spiritus. (Foto L. Bernal. Inst. de Geología y Paleontología).

Asociación supone una conexión directa que nunca se ha observado, aunque es cierto que a menudo yacen muy cercanas, incluso superpuestas tectónicamente. También Iturralde-Vinent (1995) menciona que las serpentinitas yacen imbricadas con las anfibolitas, basado en la existencia de pliegues isoclinales en algunos de los contactos Yayabo-Loma La Gloria en la Cúpula de Sancti Spiritus¹¹³. Somin¹¹⁴ *et al.*, 1992, utilizan el término “proximidad”; que parece mucho más prudente. Solo Stanek, *et al.*, (2006) emplea el término “*intercalations*” para referirse a las serpentinitas en relación con Yayabo¹¹⁵, mediante una descripción bastante confusa y que nada aclara ni prueba. Hasta el momento no se cuenta con un reporte descriptivo fehaciente de serpentinitas emparedadas entre secciones de Yayabo en el interior de la Cúpula de Sancti Spiritus. Lo cierto es que no se han observado, ni en afloramientos ni en perforaciones, cuerpos de serpentinita yacentes en el interior de Yayabo, sino en su proximidad o superposición. Millán indica lo siguiente: “*En cuanto al papel de las serpentinitas dentro de Yayabo, esto ha sido magnificado por alguien ajeno, pero no por Somin ni Millán. Nosotros jamás consideramos que dentro de los cortes de Yayabo, existan verdaderas intercalaciones de serpentinitas antigoríticas. Se ven cuerpos de serpentinitas donde aflora el cuerpo principal de Yayabo, pero nunca como intercalaciones en su corte, sino cuerpos que se exponen en las áreas de afloramientos y cuyos contactos no se ven. Lo más probable es que sean independientes, tal como la mayoría de los cuerpos de serpentinitas del macizo que son más profusos en la unidad 3 dentro del área donde se expone Loma la Gloria*” (correspondencia, mayo de 2012).

¹¹³ Solo en algunos límites entre Yayabo y Loma la Gloria se ven intercalaciones aparentes (no estratigráficas) debido a las deformaciones conjuntas, principalmente pliegues isoclinales. G. Millán; comun. escrita de mayo de 2012.

¹¹⁴ Numerous antigorite bodies also occur in close proximity to the formation, suggesting that the suite may be part of an ophiolite association. (Somin *et al.*, 1992).

¹¹⁵ In the northeastern SSD (Fig. 4), a distinct series of garnet-bearing amphibolites with minor *intercalation* of *serpentinites* and *metasediments* were named the Yayabo suite by Somin and Millán (1976). To the east, metasediments and serpentinite bodies are tectonically intercalated with the garnet amphibolites. (Stanek *et al.*, 2006).



Figura. 50. Afloramiento de las Anfibolitas Yayabo en el cauce del Río Yayabo. Cúpula de Sancti Spiritus en el estratotipo de la unidad. Se destacan sistemas de vetas paralelas, formando un denso stockwork. Las vetas son de tipo alpino de cuarzo y calcita y otras pegmatoides de plagioclasa-cuarzo-mica blanca (Foto cortesía de Luís R. Bernal Rodríguez. Instituto de Geología y Paleontología. La Habana).

Es un hecho común de la geología del Escambray que serpentinitas se encuentran prácticamente en la proximidad de todos los cuerpos geológicos conocidos. Es una situación comentada por Stanik *et al.*, 1981 (pag.81)¹¹⁶, al referirse a la existencia de esquistos verdes y serpentinitas "*en todas las formaciones de la Zona Trinidad*".

Serpentinitas emparedadas entre secciones rocosas en el Escambray, entre contactos aparentemente concordantes se pueden observar en la Fm. La Sabina, representadas allí por el Litodema Los Torres (Álvarez-Sánchez, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986) y en el Litodema Esquistos Algarrobo, donde cuerpos de antigorititas se ven incluidos dentro de los esquistos cristalinos (Millán y Somin, 1981); mediante contactos concordantes y sin bloques.

Esto es diferente a los cuerpos de serpentinitas que yacen intensamente trituradas y foliadas; ya como cuerpos métricos, aplastados entre superficies tectónicas a presión, o como grandes budinas hectométricas en la frontera entre dos nappes y que hospedan gran cantidad de bloques de rocas exóticas, como es un excelente ejemplo la matriz del mélangé tectónico Los Guapos (Álvarez-Sánchez, *ibid.*) e, incluso, como pequeños facoides flotando en secciones del metaflysch de la Fm. El Tambor (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, *ined.*).

Metasilicitas.

Son las únicas rocas metasedimentarias que aparecen con cierta seguridad intercaladas en las anfibolitas. Son metasilicitas bandeas granatíferas-moscovíticas albiticas, con magnetita y grafito. Según Millán y Somin, 1981; 1985 ab) y Millán, (corresp., mayo 2012) las metasilicitas parecen frecuentes pero de potencia de centímetros a pocos metros, aisladas y sin gran continuidad. Por lo visto poseen mayor potencia hacia la faja periférica del cuerpo

¹¹⁶ Las serpentinitas de la Zona Trinidad se presentan en cuerpos más pequeños que las de la Zona Las Villas y probablemente sufrieron movimientos más intensos. Según Schovanek (1979) tienen estructuras más ordenadas, no contienen, con excepción de las espinelas cromíferas, minerales primarios; los tipos crisotílicos se encuentran alterados a esquistos actinolíticos-cloríticos y talco-cloríticos. Estos últimos se encuentran en forma aislada **en toda la Zona Trinidad**. (Stanik *et al.* 1981).

mayor de Yayabo al oriente de la Cúpula de Sancti Spiritus. No obstante, las metasilicitas en la región pueden constituir cuerpos mayores, extendidas por varios centenares de metros, precisamente cerca del borde nororiental, (Millán y Somin, 1981), aparentemente desvinculadas de las anfibolitas. Estos cuerpos o corridas extensas se han descrito por Stanik *et al.*, (1981) como "*cuarcitas bandeas de grano fino*" y nunca se aclaró su relación con Yayabo. Ya sea de orden métrico o mayor, las metasilicitas, derivadas, al parecer, de chert estratificado, de existir, no serían incoherentes con el presunto origen del protolito de las anfibolitas, derivadas de efusiones toleíticas de basaltos, externas al margen continental o resultado de su fragmentación (intercontinental rift). Sin embargo, el pozo estructural PE-3 (Figura 50) que atravesó **370 m** de anfibolitas **no cortó una sola capa de metasilicitas**, ni tampoco de serpentinitas. Solo vetas pequeñas de cuarzo y plagioclasa y una sección superior, con los interrogantes que sugieren estas capas mixtas o mezcladas.

Este es el único pozo perforado en las Anfibolitas Yayabo que puede atestiguar sobre su corte vertical; pero sus intersecciones proyectadas no fueron bien estimadas y quedó "**colgado**" dentro de las anfibolitas.

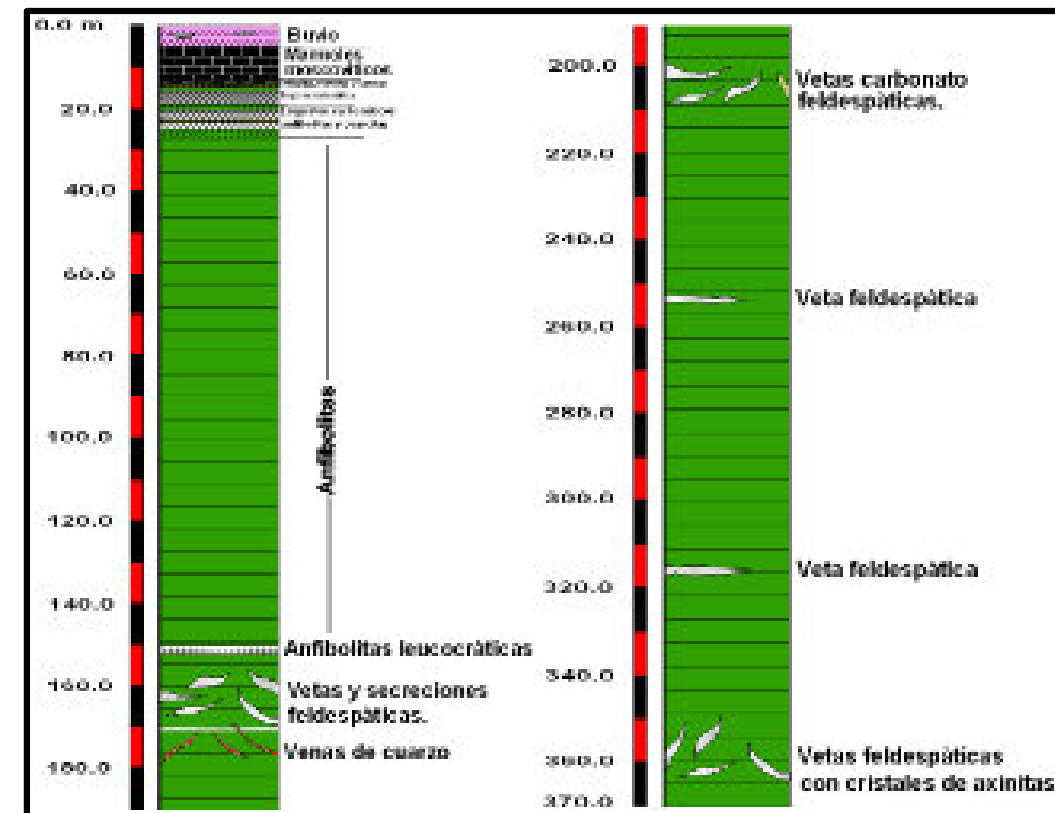


Figura.51. Esquema de la columna litológica del pozo estructural PE-3, con la documentación de B. Koverdinsky¹¹⁷, 1979. Anexo Gráfico No. 10, en Stanik *et al.*, 1981. (Coordenadas Lambert: Norte 240.75 y Este 643.00. Hoja Loma La Gloria 1:50,000. ICGC).

Esquistos calcáreos, mármoles y metaterrígenos.

A pesar de las afirmaciones negativas e insistentes al respecto¹¹⁸ se trata de un problema que permanece pendiente. En el pozo PE-3, desde la superficie bajo el eluvio¹¹⁹, se encontraron cerca de 9 m de mármoles moscovito-grafíticos y esquistos calcáreos granatíferos; seguidos por 3.25 m de anfibolitas granatíferas con capillas de esquistos carbonáticos y cuarcitas (¿metasilicitas?); continuados por 3 m de esquistos carbonatados y 7.45 m de esquistos

¹¹⁷ Axinita: Es un boro-silicato hidroxilado con calcio, aluminio y un metal que varía de unos minerales a otros: hierro, magnesio, o manganeso, con estructura molecular de sorosilicato. (Nota del Autor).

¹¹⁸ Jamás se destacó la presencia de intercalaciones de metaterrígenos y mármoles entre los cortes de Yayabo. Yayabo contiene en ocasiones capas (no frecuentes) intercaladas de rocas silíceas, o sea, metasilicitas, pero jamás ni metaterrígenos, ni tampoco carbonatos. Solo en algunos límites entre Yayabo y Loma la Gloria se ven intercalaciones aparentes (no estratigráficas) debido a las deformaciones conjuntas, principalmente pliegues isoclinales.. (Millán. Comunic. escrita 7.05 2012).

¹¹⁹ Stanik (en Stanik *et al.* 1981) llama a los sedimentos eluviales del pozo PE-3 como metaterrígenos de la Fm. Sopapo. Pero la descripción primaria de los núcleos de B. Koverdinsky no corresponde a esta descripción (Nota del autor).

anfibolíticos carbonatados, esquistos cuarcíticos y esquistos metavulcanógenos: En total 26.45 m de esquistos, mármoles, anfibolitas y esquistos anfibolíticos carbonatados, antes del corte esencial de Yayabo. Se trata de una sección problemática que suscita muchas incertidumbres. Las explicaciones disponibles son alternativas; sin agotar el tema:

1-La sección carbonatada, estaría aparentemente superpuesta sobre las anfibolitas por plegamiento isoclinal o fallas inversas (como supone Iturralde-Vinent, 1995).

2-Los esquistos carbonatados y capas de anfibolitas pueden representar un corte normal de la Fm. Cobrito, pero con transición hacia las Anfibolitas Yayabo o de “tipo Yayabo”.

3-Por último; al suponer que la sección mixta realmente represente unas intercalaciones de rocas carbonatadas y metaterrígenas; Yayabo podría ser un equivalente del vulcanismo Felicidad, de edad jurásica, que contiene lechos de mármoles, esquistos carbonatados y esquistos metaterrígenos. Tal posibilidad se ha considerado; una vez negativamente¹²⁰ (Millán y Somin, 1981) y después como posibilidad¹²¹ (Millán y Somin, 1985 a).

En conclusión: Hasta el momento no podemos refutar ni demostrar ninguna de las interpretaciones. Las razones son las siguientes:

a) Ningún otro pozo colocado sobre anfibolitas se ha perforado en la región, ni ningún estudio posterior diseñado para este fin se ha realizado.

b) La base cartográfica carece de elementos geólogo-geofísicos para resolver este problema. Las observaciones están limitadas por múltiples causas (v. Epígrafe 2.1) derivadas de las condiciones del terreno. Las opiniones interpretativas (Iturralde-Vinent, 1998; Grevel, *et al.*, 2006; Stanek, *et al.*, 2006; 2018; son solo conjeturas, en algunos casos sin respaldo de observaciones de terreno o simplemente citas de otros trabajos; no comprobaciones de hechos.

Las superficies de contacto de las anfibolitas aparecen muy modificadas y al presente se observan tanto contactos parietales con otras rocas (metaterrígenas; antigoritas; esquistos calcáreos, esquistos Algarrobo) estrechamente plegados o como fallas abruptas limitantes; situación que admite muchas interpretaciones. En el caso de los cuerpos más pequeños; completamente insertos en la Fm. Loma La Gloria, en todos los casos, yacen en concordancia estructural con su entorno deformado; esquistosidad principal, lineaciones, ejes de pliegues; algo que puede relacionarse con eventos tectónicos posteriores.

Algunos hechos observados en el pozo PE-3 son interesantes. Principalmente la monotonía: 343 m de anfibolitas en una sola sección con una corta interrupción menor a 2 m (220.00-221.40 m) de esquistos cloríticos anfibolitizados, regresivos. Las variaciones no son significativas y están dadas por los estados de mayor o menor deformación local (ángulos de la foliación, entre horizontales y a veces verticales) y sulfidación. Una capa descrita como "anfibolitas leucocráticas" se destaca a los 152 m.

Identidad de la Anfibolitas Yayabo. Discusión.

Cuando las Anfibolitas “Yayabo” fueron descritas, se relacionaron indistintamente con la Fm. Loma La Gloria (Millán y Somin, 1981) o con la Fm. Sopapo (Stanik *et al.*, 1981); sin definir alguna restricción para su reconocimiento diferencial en el resto del territorio ni criterios discriminantes para su identificación. Sin embargo, más tarde, en Somin *et al.*, 1992, las Anfibolitas Yayabo son referidas exclusivamente al cuerpo más extenso, mientras que otras anfibolitas también incluidas en la Fm. Loma La Gloria en todos los mapas geológicos del Escambray, fueron

calificadas como “**análogos petrográficos de las Anfibolitas Yayabo**”¹²²; distingo nunca explicado ni fundamentado por los autores citados. En un reciente trabajo (Stanek *et al.*, 2018), los cuerpos de “Anfibolitas Yayabo”, en el entorno del cuerpo más extenso (**v. Figura 53**), son llamados “*pequeños cuerpos*”¹²³ y *capas de anfibolita oscura similares a las rocas de la Unidad Yayabo*”¹²⁴. Mientras, el cuerpo de mayor extensión, referido erróneamente¹²⁵ como de **20 km²**; fue considerado implícitamente como principal o, sencillamente, como la “Unidad Yayabo” (Stanek *et al.*, 2006; 2018). Transcurridos casi 40 años desde la definición de las Anfibolitas Yayabo, ningún estudio *ex profeso* se ha realizado en las dos cúpulas metamórficas en relación a este problema.

Las muestras colectadas no se han sometido a iguales tipos de análisis y entre colecciones han transcurrido decenios (MacDonald, 1977; Stanik *et al.*, 1981; Millán y Somin, 1981; Millán y Somin, 1985ab; Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986; Dobrezov *et al.*, 1987; Somin; 1975; Somin *et al.*, 1992; Grevel, 2000; Stanek *et al.*, 2006; 2018). En una cantidad insignificante de casos se obtiene información topográfica de su localización; de modo que no es posible confeccionar un mapa del muestreo, amarrado con afloramientos específicos, con la excepción de una buena información local de Grevel (2000) en la Cúpula de Sancti Spiritus.

Al examinar la información disponible, se hace evidente que el cuerpo más extenso al oeste de la Cúpula de Sancti Spiritus, se considera el verdaderamente representativo de Yayabo sin razón alguna fundamentada en datos que lo justifique, más allá de la opinión. En consecuencia la mayoría de las muestras se han limitado a esta localización. A pesar de este hecho no falta el reconocimiento de una investigación insuficiente realizada¹²⁶ ya que no existen datos que refuten definitivamente que los restantes cuerpos limítrofes no son las mismas anfibolitas que el cuerpo mayor.

Por tales circunstancias; antes de apoyar cualquiera conclusión sobre el origen y la posición tectónica de las anfibolitas Yayabo, hay que enfatizar sobre las circunstancias perjudiciales que afectan la validez final de los resultados.

En la inmediata proximidad del cuerpo más extenso de Yayabo, se encuentran **11** cuerpos de rocas con características macroscópicas de las Anfibolitas Yayabo que suman **7 km²** aflorados (**Figura 53**). No se trata de simples intercalaciones métricas de anfibolitas, como existen en secciones aisladas y poco potentes dentro de las Formaciones Loma La Gloria y Cobrito; más relacionadas con metabasitas hornblendíticas que con verdaderas anfibolitas Yayabo. Los resultados del pozo estructural PE-3 (**Figura 51**) (avanzado sobre el cuerpo **C11** en la Figura 53) probablemente con el propósito de atravesarlo, es un buen ejemplo de las incertidumbres sobre la estructura y carácter de estos cuerpos en relación al más extenso.

Si el cuerpo de anfibolitas interceptado por el pozo PE-3 se encuentra correctamente cartografiado; no se aprecia una correspondencia proporcional de su potencia aparente con la realmente cortada por el pozo, que en realidad debió interceptar el cuerpo completamente¹²⁷. Aunque se trata de solo un caso, es una buena oportunidad para formular unas preguntas válidas, que me consta que nunca se formulan y que pueden enunciarse en los términos siguientes:

- El cuerpo mayor, en el borde externo de la cúpula oriental, ¿se conecta en la profundidad con los cuerpos limítrofes, por debajo de la unidad tectónica Loma La Gloria-Cobrito (Figura 52 A); o se trata de cuerpos separados (Figura 52 B)?
- Los cuerpos de anfibolitas en cortejo con el cuerpo mayor (Figura 53) ¿pertenecen a un magmatismo de estratigrafía coherente con la Fm. Loma La Gloria? O de otro modo; si parte de las anfibolitas son intercalaciones volcánicas coetáneas con Loma La Gloria; mientras otro cuerpo, **extraordinariamente similar**

¹²² In northern and southern Escambray, intercalations of metabasites petrographically analogous to those of Yayabo occur among carbonate-metaclastic strata of the Loma la Gloria Formation (Somin *et al.*, 1992).

¹²³ Llamar pequeños cuerpos a estas voluminosas masas de roca hace difícil comprender la objetividad de tal calificación (Nota del Autor).

¹²⁴ Small bodies and layers of dark amphibolite similar to rocks of the Yayabo Unit are also found sheared into schists of the Gavilanes Unit along the eastern margin of the SSD and the northern and southern margins of the TD and SSD (Millán, 1978; Millán & Somin, 1981, 1985a, 1985b; Millán Trujillo, 1997). The tectonic style, together with the more or less parallel orientation of the dominant fabric in both amphibolites and carbonate-mica schists, suggests common ductile deformation. Thus these small bodies likely evolved within the Gavilanes Unit from a protolith similar to that of the Yayabo Unit. Millán (1978)..... (Stanek *et al.*, 2018).

¹²⁵ Esta disparatada cifra de 20 km² parece extraída por Stanek de un error en el texto de Escambray I (Stanik *et al.*, 1981). Iturralde-Vinent (1994, pag. 94) la rectifica a sus dimensiones correctas.

¹²⁶ Whether these small occurrences of Yayabo-like rocks within the Gavilanes Unit actually correlate with the 2 x 10 km² main block will require further detailed investigation. (Stanek *et al.*, 2018).

¹²⁷ Un tema de geometría descriptiva tratado en cualquier buen manual de geología de campo.

¹²⁰ *Sus cuerpos solo están limitados al nivel más elevado de la estructura del macizo, o sea, a las partes más periféricas de las cúpulas y de mayor grado metamórfico de las rocas. Sus equivalentes de menor grado de metamorfismo no parecen tener lugar en áreas más internas. Esto último se infiere principalmente por las especificaciones de la propia Fm. Yayabo y por la inexistencia de rocas transicionales entre estas anfibolitas y los esquistos verdes del Miembro Felicidad, a pesar de que los cuerpos de ambos afloran en algunas ocasiones en localidades relativamente cercanas. sic.* (Millán y Somin, 1981).

¹²¹ *También se podría pensar que las anfibolitas de la Formación Yayabo son un equivalente, con mayor grado de metamorfismo, de los esquistos verdes Felicidad o de la Fm. Yaguanabo. Sin embargo existen diferencias sustanciales en la composición litológica primaria que no favorecen esa suposición. Las dos unidades de esquistos verdes contienen intercalaciones de rocas carbonáticas que pueden llegar a ser numerosas y significativas. Dentro de la Fm. Yayabo no hemos encontrado aún una sola capa de mármol o de esquistos calcáreos. Tampoco existen dentro de esta última, intercalaciones de esquistos cuarcíferos metaterrígenos, las cuales pueden encontrarse dentro de los esquistos verdes Felicidad. sic.* (Millán y Somin, 1985a).

pertenece a un ambiente distante del paleoambiente terrígeno: ¿Cuál es la causa de su estrecha asociación con la Fm. Loma La Gloria, tanto de contacto, como de inserción?

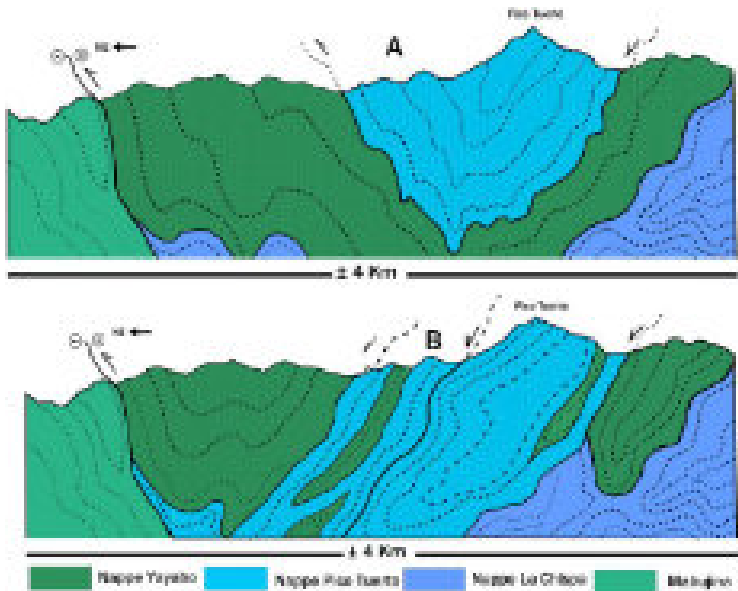


Figura.52.Croquis conceptual con la variante de los cuerpos de las Anfibolitas Yayabo conectados (A) o separados (B) en la profundidad. Las unidades de nappe son hipotéticas con fines solo ilustrativos, pero aproximadamente equivalentes a, Mantos Monforte, Millán & Álvarez-Sánchez, 1992, *ined.*; Tercera Unidad Tectónica de Orden Principal; Millán, 1997a; Unidad Yayabo; Stanek *et al.*, 2006, 2018; Manto Loma La Gloria, Álvarez-Sánchez & Bernal, 2015.

Como las interrogaciones son geológicamente legítimas, es la primera cuestión que se tiene que resolver; de modo que su estratigrafía; edad e historia metamórfica común, su origen y, además, su verdadera posición estructural, no pueden considerarse resueltos definitivamente. Respecto a la posición respectiva de las Formaciones Loma La Gloria y las Anfibolitas Yayabo, en términos precisos y rigurosos; aunque derivados exclusivamente de observaciones de superficie, mediciones a la brújula y geofísica demasiado general y un solo pozo fracasado; nadie puede decir ahora quien esta sobre quien en esa porción del territorio.

Titanio.

Un parámetro que podría contribuir a la aclaración de estos problemas es el titanio. En las anfibolitas inespecíficas (basitas interestratificadas) la presencia de rutilo y esfena es constante con escasa excepciones. Igual composición corresponde a los esquistos glaucofánicos con esfena y rutilo generalmente, aunque no siempre, accesorios. En las eclogitas son comunes las asociaciones de clinopiroxeno-granate-rutilo ± epidota-cuarzo-clorita, con glaucofana ± mica clara en el metamorfismo retrógrado, donde a menudo se observa el carácter primario del rutilo, encerrado en el granate (Soucek y Álvarez-Sánchez, en Escambray II). Todas las anfibolitas y metabasitas, esquistos glaucofánicos, eclogitas nativas y exóticas, esquistos calcíticos; las rocas metasomáticas talco-epidoto-cloríticas y los esquistos metasedimentarios, micacitas, metasilicitas; contienen esfena y rutilo de modo rutinario; incluso los mármoles. Todas estas rocas contienen globalmente consideradas, más del doble de titanio que las metavulcanitas del Complejo Anfibolítico de Mabujina y las vulcanitas del Arco Volcánico de Zaza (Tablas VII a IX); incluyendo las rocas ácidas de ambos complejos; una característica presente sin excepciones en todas las formaciones del macizo Escambray; cuya importancia no necesita exagerarse.

En las anfibolitas Yayabo en la Cúpula de Sancti Spiritus el óxido de titanio alcanza un promedio de **1.77 %** y un promedio de **1.55 %** en la Cúpula de Trinidad, para la anfibolita Yayabo específica.

Tabla.VII. Contenidos de óxido de Titanio en las rocas del Escambray¹²⁸.

No.	Roca	TiO ₂ %	Hoja 1:50,000 o Pozo
1	Esquisto albítico-epidótico (Fm. Yaguanabo).	2.19	Pozo Estructural 7. 115.80 m
2	Esquisto epidótico (Fm. Yaguanabo).	1.30	II. 172.0 m
3	Esquisto albítico-clorítico masivo	1.68	Pozo Estructural 12. 144.50 m
4	Anfibolita (Fm. Yaguanabo)	1.73	Pozo Estructural 1. 71.50 m
5	Anfibolita (II)	1.41	Pozo Estructural 4.157.5 m
6	Anfibolita (II)	1.99	II. 144.60 m
7	Anfibolita (II)	0.76	II. 127.00 m
8	Anfibolita (II)	1.86	II. 47 m
9	Anfibolita (II)	1.99	II. 129 m
10	Anfibolita Yayabo (M 442506)	2.52	Hoja Condado 1:50,000
11	Esquisto verde masivo (superficie)	0.83	Hoja Loma La Gloria 1:50,000
12	Esquisto glaucofánico (M 411309)	1.71	II
14	Anfibolita granatífera (M 3326192)	1.55	Hoja Cumanayagua 1:50,000
17	Metabasalto (Fm. Yaguanabo)	2.71	Hoja La Sierrita 1:50,000
18	Eclogita (M 4112061)	0.75	Hoja Loma La Gloria 1:50,000
19	Apoeclogita (M 410602)	1.44	II
20	Piroxenita (M 4107052)	0.83	II
21	Anfibolita granatífera Yayabo (M 4115074)	1.20	II
22	Anfibolita granatífera Yayabo (M 4103023)	1.59	II
	Promedio	1.59	

El titanio es considerado un elemento inmóvil (Nicolle & Adriambololona, 1980). Es inmóvil, en una serie variada de condiciones magmáticas, metamórficas y deformativas, incluso durante la alteración metasomática, hidrotermal (Petersen, 1983) y hasta en meteorización (Hallberg, 1984). La movilidad del titanio en condiciones controladas se ha llegado a estimar en ≤ 10 m (Van Baalen, 1993). De acuerdo a Petersen (*ibid.*) las proporciones de Zr/Ti pueden reflejar la composición primaria premetamórfica de las vulcanitas y revelar la composición original de la fuente de rocas afines, pero alteradas de forma diferente. Según Van Baalen (1993) en las condiciones metamórficas de grado bajo a medio, la movilidad del titanio se limita por la baja solubilidad de sus óxidos, muy dependiente de la temperatura. En las condiciones eclogíticas las limitaciones serían establecidas por la baja permeabilidad. En un estudio sobre eclogitas de los Alpes Ligures, enriquecidas en titanio y hierro (Ernst *et al.*, 1983) el metamorfismo progresivo no borró la firma de los elementos traza del fraccionamiento ígneo anterior ni las anomalías Ti+Fe. Muecke *et al.*, (1979) describen ejemplos de anfibolitas donde el metamorfismo y el metasomatismo no afectaron ni los patrones de REE, ni su contenido de Ti, P, Y, Zr, Hf, Nb o Ta.

Tabla.VIII. Contenidos de óxido de Titanio en las Anfibolitas de Mabujina¹²⁹.

No.	Roca	TiO ₂ %	Hoja 1:50,000
1	Anfibolita (M 4117011)	0.59	Hoja Loma La Gloria.
2	Anfibolita diorítica (M 4117012)	0.65	II
3	Anfibolita diorítica (M 4122071)	0.81	II
4	Anfibolita (Pozo 81. 39.3 m).	0.65	Hoja Loma La Gloria (Norte 240.050 Este 649.20).
5	Anfibolita (Pozo 83. 26.4 m).	0.78	Hoja Sancti Spiritus (Norte 234 85 Este 659.25).
6	Anfibolita (Pozo 83. 62.4 m).	0.82	Hoja Sancti Spiritus.
7	Esquisto-anfibol-biotítico (M 6402035)	0.71	Hoja Sancti Spiritus.
8	Anfibolita metaandesita (M 3222182)	0.71	Hoja Fomento.
9	Metaaglomerado (M 6403092-a)	0.42	Sancti Spiritus.

¹²⁸ Laboratorio de Análisis Químico. Instituto Central de Geología de Praha. Expedición Escambray I.

¹²⁹ Instituto Central de Geología de Praha. Expedición Escambray I.

Tabla.IX.Contenidos de óxido de Titanio en las vulcanitas del arco Zaza¹³⁰.

Según Rass *et al.*, 2014, el metamorfismo de gabros a eclogitas, acompañado de procesos no isoquímicos con eliminación e introducción de elementos incompatibles, no modificó las razones elementales de Ti/Y, Ti/Zr, Zr/Y, La/Sm, y Nb/Th, que permanecieron sin modificarse; equivalentes a los del gabro original durante el curso del metamorfismo.

No obstante, el alto contenido de titanio, constante en las rocas del Escambray, marcadamente llamativo en la totalidad de las metabasitas y contrastante con las estructuras vecinas Mabujina y Arco de Zaza; **no es posible eliminarlo de la ecuación**. Si los cuerpos de anfibolitas, cartografiados como Yayabo, según un conjunto de características macroscópicas, petrográficas y químicas, difieren por ejemplo en sus contenidos de REE, o a veces contienen glaucofana y otras no; será necesario explicar porque todas ellas sin excepciones, contienen estos elevados contenidos de titanio. La geología no suele hacer casualidades. Y de acuerdo a la conducta del titanio durante el metamorfismo no creo que alguien pueda suponer que las Anfibolitas Yayabo específicas se hayan uniformemente contaminado de titanio, emanado del medio circundante.

Un estudio de los metabasaltos del Litodema Yayabo mediante elementos mayores y cierta cantidad de análisis de microsonda fue realizado durante la primera Expedición Escambray I (Stanik *et al.*, 1981); revisado durante la Expedición Escambray II (Soucek y Álvarez-Sánchez, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986).

¹³⁰ Instituto Central de Geología de Praha. Expedición Escambray I.

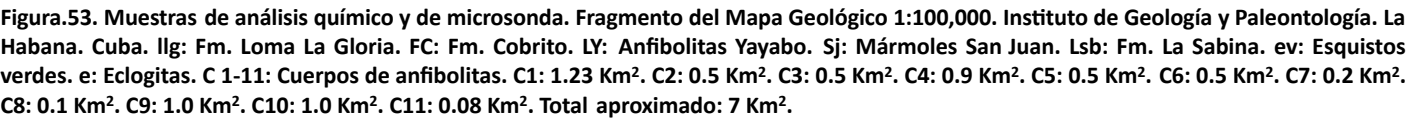


Tabla. X. Muestras del Litodema Yayabo Cúpula de Sancti Spiritus (Figura 52). Hoja Loma La Gloria. (5B muestra para comparación).

262

PE-3 (145 m). (Stanik <i>et. al.</i> , 1981). (Tabla XI).	Esquisto anfib., albi., epid. Yayabo.	Pozo Estructural	N 240.75-E 643.00
PE-3 (192 m). (Stanik <i>et. al.</i> , 1981). (Tabla XI).	Anfibolita Yayabo	Pozo Estructural	N 240.75-E 643.00

Tabla. XI. Análisis químico¹³¹ de las anfibolitas 9D y 5C. Hoja Loma La Gloria 1:50.000. (Figura 53).

Óxidos	4115074 (9D)	4117042 (5C)
SiO ₂	49.14	48.57
TiO ₂	1.20	1.46
Al ₂ O ₃	15.66	15.49
Fe ₂ O ₃	2.25	3.33
FeO	6.42	5.73
MnO	0.17	0.17
MgO	8.19	7.94
CaO	10.94	10.86
Li ₂ O	0.005	0.0012
Na ₂ O	2.90	2.84
K ₂ O	0.17	0.13
P ₂ O ₅	0.11	0.16
CO ₂	0.02	0.01
C	0.00	0.0
H ₂ O+	2.41	3.06
F	0.01	0.02
S	0.04	0.03
H ₂ O-	0.22	0.4
Total	99.85	100.19

La Muestra **LV2A** (García-Casco *et al.*, 2003, *inéd.*) cuenta con un estudio más completo y es la única de este grupo que realmente puede ofrecer ciertas condiciones restrictivas relacionadas con varios aspectos de la composición y metamorfismo de las anfibolitas.

En los gráficos de la Figura 54 hasta la Figura 58¹³² se destaca coherentemente la correspondencia de las anfibolitas con ambientes típicos de las rocas máficas, basálticas toleíticas, relacionadas con apertura del fondo de cuencas oceánicas. La muestra 5C, en el gráfico de la Figura 56 es comparada en el gráfico de Mullen con el promedio de 3,917 muestras de MORB (Dorsal del Pacífico Este).

Tabla. XII. Óxidos en las anfibolitas Yayabo de la Cúpula de Sancti Spiritus.

Óxidos	17042 (5C)	2506	26192	15074 (9D)	03023
SiO ₂	48.57	41.57	46.21	49.14	54.48
TiO ₂	1.46	2.52	1.55	1.20	1.59
Al ₂ O ₃	15.49	16.14	15.89	15.66	13.06
Fe ₂ O ₃	3.33	1.67	3.83	2.25	1.46
FeO	5.73	10.54	6.36	6.42	7.54
MnO	0.17	0.20	0.19	0.17	0.14
MgO	7.94	8.13	5.25	8.19	8.54
CaO	10.86	12.80	13.93	10.94	4.56
Li ₂ O	0.0012	0.0024	0.0048	0.005	0.011
Na ₂ O	2.84	2.47	1.42	2.90	5.38

¹³¹ Laboratorio de Análisis Químico. Instituto Central de Geología de Praha. Expedición Escambray I. 41 es el número de la Hoja Topográfica en la nomenclatura de situación de muestras de Escambray I.

¹³² (Las Figuras 55 y 56 pertenecen a las anfibolitas de la Cúpula de Trinidad.

K ₂ O	0.13	0.56	0.18	0.17	0.11
P ₂ O ₅	0.16	0.17	0.16	0.11	0.16
CO ₂	0.01	0.02	1.62	0.02	0.01
C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O ⁺	3.06	2.35	2.58	2.41	2.25
H ₂ O ⁻	0.4	0.16	0.20	0.22	0.23
F	0.02	0.01	0.02	0.01	0.07
S	0.03	0.02	0.02	0.04	0.02
SO ₃	-	-	-	-	-
Total	100.19	99.33	99.41	99.85	99.61

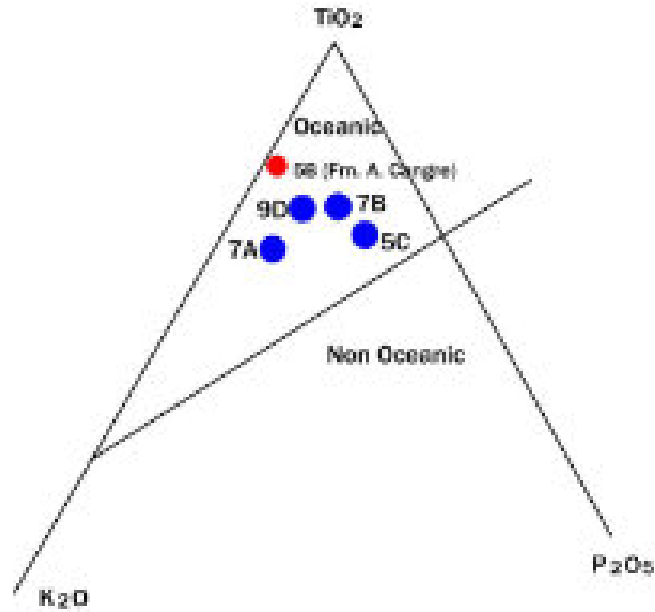


Figura.54. Anfibolitas Yayabo en el diagrama de Pearce *et al.*, 1974. 5C: Anfibolita (17042). 9D: Anfibolita granatífera (15074). 7A: Anfibolita (25061). 7B: Anfibolita granatífera (cuerpo entre metaterrígenos Fm. Loma La Gloria). Muestras de la Cúpula de Sancti Spiritus (Stanik *et al.*, 1981). 5B: Metabasita de la Fm. Arroyo Cangre. Sierra de Los Órganos (de Cruz *et al.*, 1987).

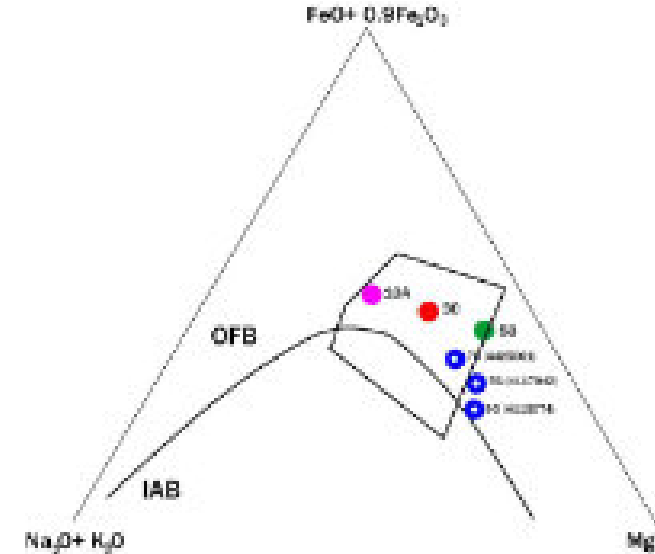


Figura.55.Diagrama de Miyashiro (1974). 5C y 9D: Anfibolitas Yayabo de la Cúpula de Sancti Spiritus (Stanik *et al.*, 1981). 7A: Anfibolita de tipo Yayabo como capas en la Fm. Loma La Gloria. Cúpula de Sancti Spiritus (Stanik *et al.*, 1981). Para comparación: 10A: Anfibolita de la Fm. Yaguanabo (Stanik *et al.*, 1981). 5B: Metabasita de la Fm. Arroyo Cangre (Cruz *et al.*, 1987). 3C: Eclogita del Miembro La Horqueta, Fm. Cobrito (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992). Polígono, campo de las metamorfitas de la región de Sanbagawa (según Ernst *et al.*, 1971).

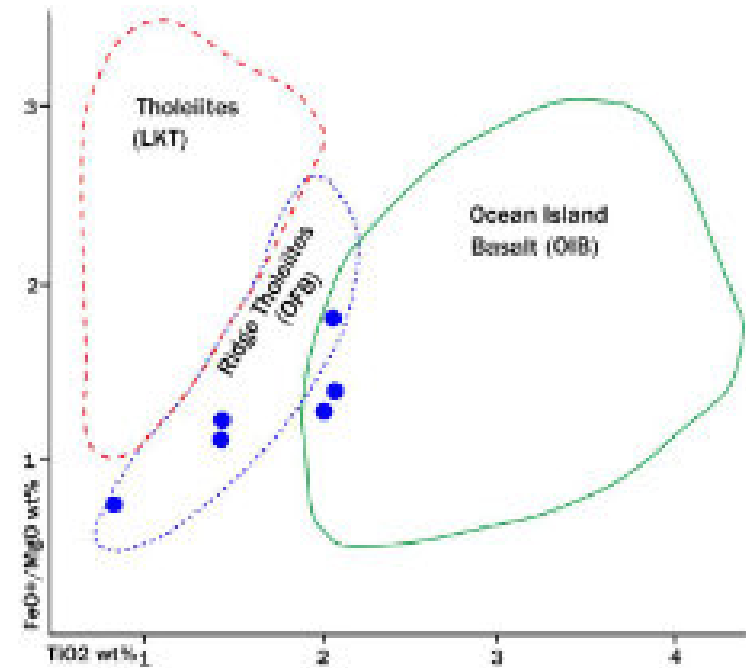


Figura.56. Gráfico de discriminación de las Anfibolitas Yayabo de la Cúpula de Trinidad Gráfico de Dublan, Escambray II; Anexo 32. (Muestras de mapeo). Fuera del campo de las toleitas de bajo potasio.

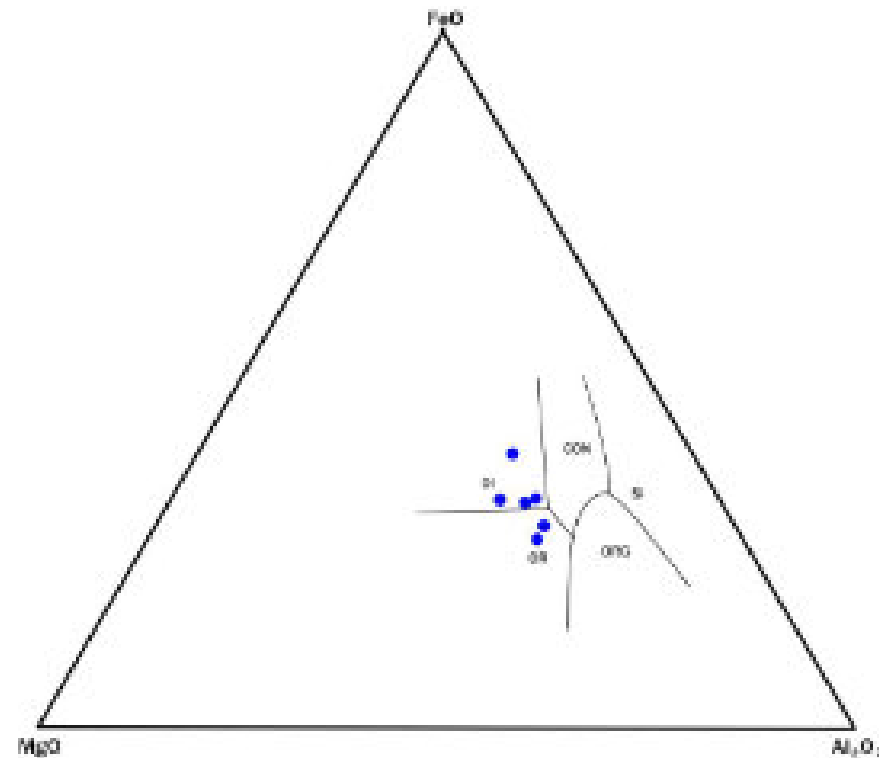


Figura.57. Diagrama según Pearce *et al.*, 1977 de las Anfibolitas Yayabo de la Cúpula de Trinidad. CON: Continental. ORG: Orogenic. OR: Ocean Ridge & Floor. SI: Spreading Centre Island. OI: Ocean Island. (Gráfico de Dublan, Escambray II; Anexo 34). (Muestras de mapeo).

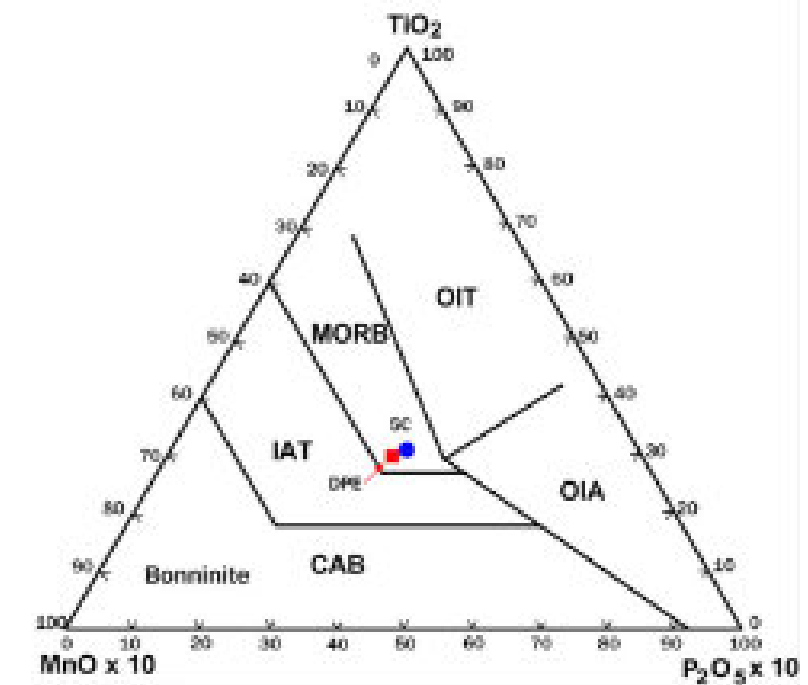


Figura.58. Gráfico de Mullen (1983) para discriminar rocas basálticas. 5C: Anfibolitas Yayabo. Cúpula de Sancti Spiritus: TiO_2 : 1.46. MnO : 0.17. P_2O_5 : 0.16¹³³). Cuadro DPE: MORB de la Dorsal del Pacífico del Este calculada a partir de 3,917 análisis de basalto, en petdb.org) (TiO_2 : 1.59. MnO : 0.20. P_2O_5 : 0.18). (CAB: Basaltos calcoalcalinos. OIA: Basaltos alcalinos de islas oceánicas. OIT: Toleitas de islas oceánicas. MORB¹³⁴: Basaltos de ridge medio oceánico. IAT: Toleitas de arcos de islas). (Elaboró Isabel Yáñez. IGP. La Habana).

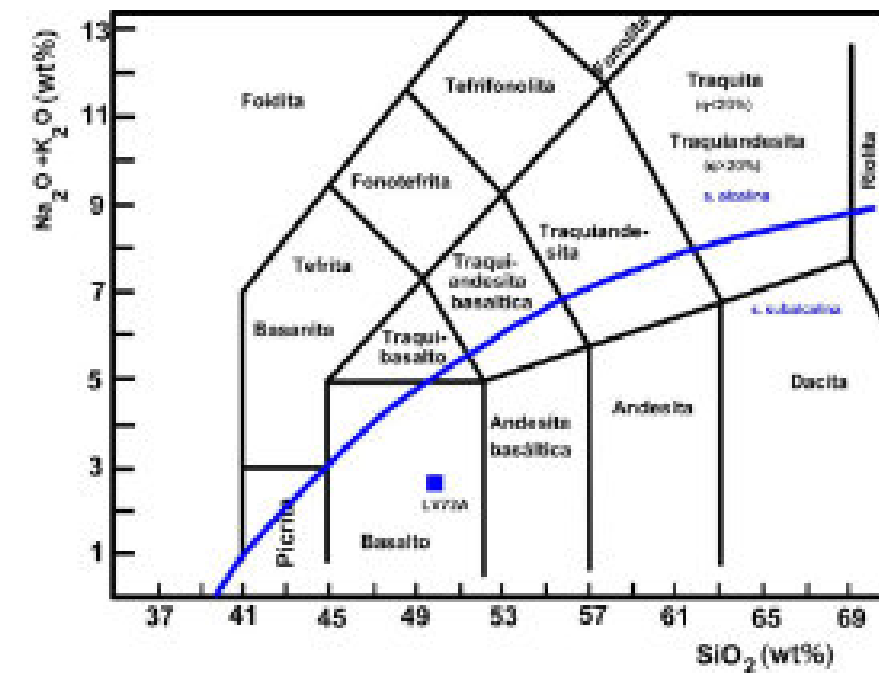


Figura.59. Posición de la Anfibolita Yayabo LV72A en el diagrama TAS (Le Maitre *et al.*, 1989) recalculada a la Norma CIPW. (García-Casco *et al.*, 2003, inédito). (Según García-Casco *et al.*, 2003, Figura 8).

¹³³ Muestra 4117042. Laboratorio de Análisis Químico. Instituto Central de Geología de Praha. 1986.

¹³⁴ The garnet amphibolites of the Yayabo Unit likely originated as an E-MORB protolith not related to any subduction process (Stanek *et al.*, 2018).

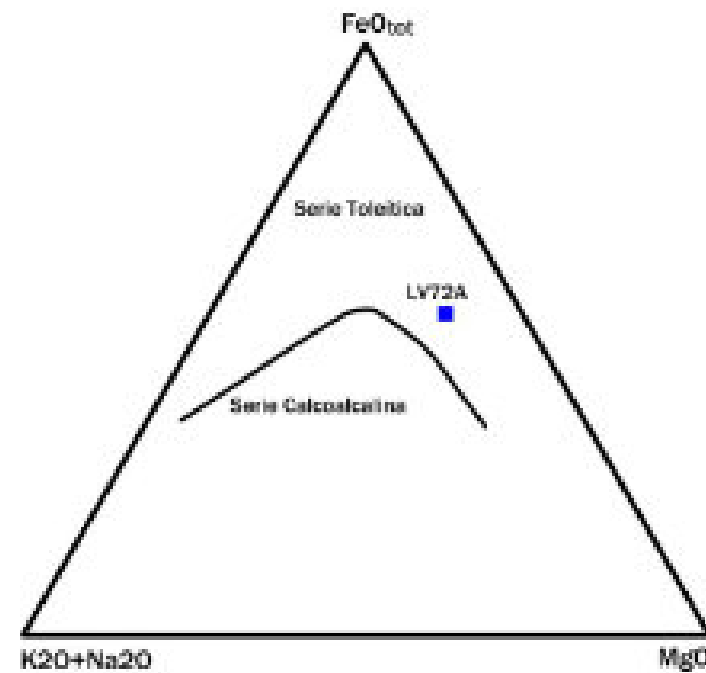


Figura.60. Muestra LV72A en el diagrama AFM (límite entre campo toleítico y calcálcico según Irvine y Baragar, 1971). (García-Casco *et al.*, 2003, Figura 8).

Muestra LV72A. (Según García-Casco *et al.*, 2003, inédito).

La muestra LV72A fue adquirida por García-Casco; Torres Roldan y Millán en el cuerpo de Yayabo de mayor extensión a poca distancia del borde tectónico oriental de la Cúpula de Sancti Spiritus, limítrofe con el Complejo Anfibolítico Mabujina (Figura 53).

El estudio realizado por García-Casco ha permanecido inédito y sus resultados se dan a conocer en este capítulo, como contribución autorizada de su autor al estudio de las Anfibolitas Yayabo.

La muestra califica como un basalto toleítico (Figuras 59 y 60). La asociación principal está compuesta por granate, anfíbol (de composición variada), epidota, paragonita, moscovita, cuarzo, rutilo y esfena (Figura 61). Esta asociación no es diagnóstica, si bien la ausencia de plagioclasa y presencia de paragonita y moscovita fengítica (Si=6.73 átomos pfu) es compatible con facies de las eclogitas o de anfibolitas con epidota de relativamente alta presión. Anfíbol y epidota (+ moscovita + paragonita + cuarzo + rutilo) conforman la mayor parte de la matriz y el granate forma porfidoblastos de 1-2 mm de diámetro e incluye anfíbol, epidota y cuarzo y, más ocasionalmente, rutilo y esfena (Figura 61).

Las inclusiones se alinean conformando una foliación interna oblicua a la foliación externa. La asociación principal (Grt+Am¹³⁵) está localmente reemplazada por una asociación retrógrada sin-a post-cinemática (respecto de la foliación de la matriz) constituida por cuarzo, albita, clorita, y sulfuros de Fe (pirita y pirrotina; Figura 61) que sugiere condiciones de las facies de los esquistos verdes.

Granate.

Su composición es almandínica, y presenta un zonado concéntrico típicamente de crecimiento progrado con núcleos más ricos en Mn, y bordes enriquecidos en Fe, Mg y Mg# (Figura 62). La zonación en Ca es sutilmente concéntrica (con bordes algo más pobres en Ca), si bien también se distribuye en parches que

¹³⁵ Am: Anfíbol.

hacen su distribución algo errática en los perfiles analíticos. La zonación se encuentra distorsionada (Figura 62): **a)** Roturas resultantes de la deformación principal y **b)** Zonas de reajuste (inter-)difusivo que se alinean, preferentemente, siguiendo los bordes no fracturados del granate, fracturas (anteriores a la rotura de los porfidoblastos), y alrededor de las inclusiones de anfíbol.

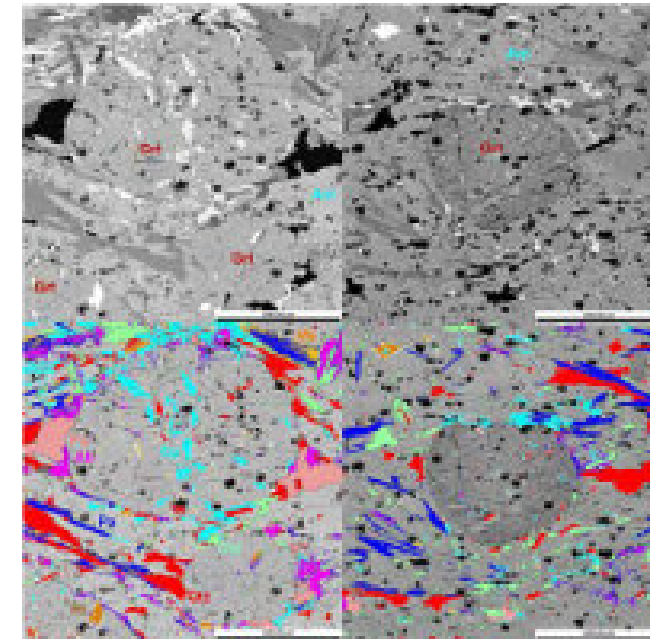


Figura.61. Imágenes sintéticas generadas con DWImager (Z*, compuestas a partir de Σ (cuentasi*PAi), donde i = Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na; PA = peso atómico). En las imágenes sintéticas Z* (escala de grises) inferiores se han montado con clave de color las áreas filtradas para todas las fases minerales excepto granate y anfíbol. (García-Casco *et al.*, 2003, Figura 20).

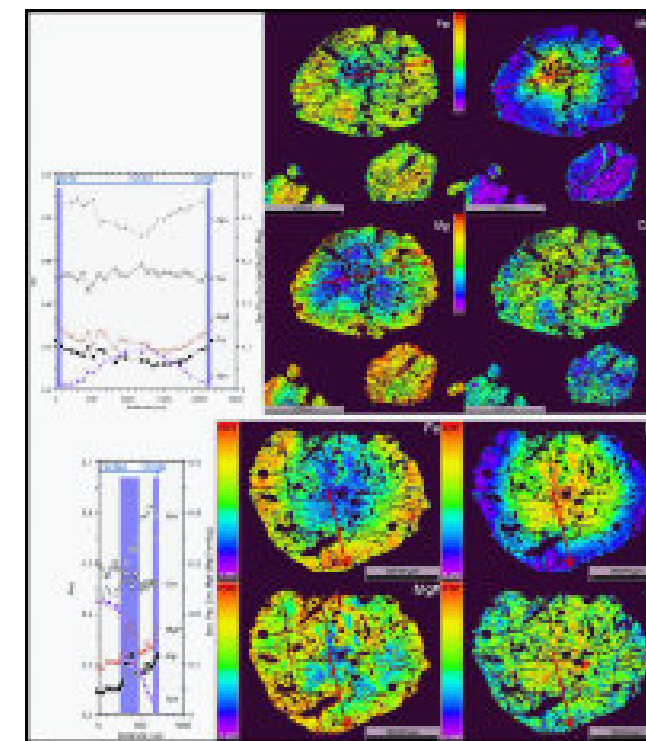


Figura.62. Perfiles composicionales e imágenes de RX sintéticas (Fe, Mn, Ca y Mg normalizados, y Mg#) generadas con DWImager de granate de la muestra LV72A. Las imágenes se obtuvieron tras el filtrado (eliminación) de las señales de todas las fases/huecos/defectos a excepción de las de granate. Las bandas azules en los perfiles de granate indican regiones modificadas por difusión volumétrica. (García-Casco *et al.*, 2003, Figura 21).

Las zonas modificadas por procesos de difusión volumétrica afectan esencialmente a la tripleta Fe-Mn-Mg, presentando el Ca una tasa de difusión distintivamente menor. La consideración del comportamiento del Mn en los bordes del granate, que sube al tiempo que sube Mg# (Figura 62), indica que la composición de los bordes no es representativa de la máxima temperatura alcanzada durante el crecimiento de granate, sino que es el resultado de modificaciones difusivas. Se considera que la composición de las zonas internas con mínimos en las cantidades de Mn (y Mg# intermedios) es la más aproximada a la de los bordes de crecimiento pre-difusión. Esto es, el proceso difusivo tuvo lugar con a mayor temperatura que y con posterioridad a, la terminación del crecimiento de granate. Esto se demuestra por el hecho de que el efecto del reajuste composicional en las zonas internas que rodean las inclusiones de anfíbol es aumentar Mg# y descender Mn, como cabría esperar, aunque los valores de Mg# en estas zonas internas son los mayores encontrados, similares a los de los bordes difusivos no fracturados. Argumentos adicionales para tal conclusión se comentarán más adelante, al hablar de los efectos que la interdifusión tiene en el anfíbol incluido en el granate.

La fracturación, por otro lado, es un proceso sinmetamórfico que tuvo lugar con posterioridad al pico térmico, lo cual se demuestra porque los bordes ricos en Mg# con modificaciones difusivas y representativos de la máxima temperatura alcanzada por la roca se encuentran fracturados y no se observan recrecimientos post-fracturación. Esto y el hecho de que se encuentre la asociación retrógrada Chl + Ab +Po en sombras de presión asociadas a la foliación principal de los granates, permite concluir que la fracturación de los mismos fue un proceso asociado a deformación dúctil de la matriz que, a su vez, tuvo lugar con posterioridad al pico térmico.

Anfíbol.

El anfíbol de la matriz es de composición cálcica, de tipo magnesiohornblenda en los núcleos (localmente barroisita) que pasa hasta **edenita** y, finalmente, **pargasita** hacia los mantos de recrecimiento y bordes más externos (Figuras 62 y 63) (ver Tabla XIII). Este patrón es claramente progrado, y no se observan composiciones en los bordes asignables a procesos retrógrados. Estos anfíboles no pueden caracterizarse como típicos de ambientes de alta P. La composición de los núcleos/mantos es comparable tanto con ambientes de alta como de P intermedia, pero la composición de los bordes pargasíticos es más comparable con ambientes de P intermedia (Figura 62). Su heterogeneidad composicional es fuerte, distribuyéndose de forma concéntrica. Los núcleos son ricos en Si, Na (B), Mg y Mg# y bordes más ricos en Ti, Al, Fe, y Na+K(A), lo cual indica zonación por crecimiento progrado (Figura 62). No obstante, existe una fuerte discontinuidad entre núcleos y mantos, lo que indica estadios discretos de crecimiento. Los valores absolutos de los incrementos de los elementos implicados en el zonado indican que el mismo está controlado por los vectores tschermakita y edenita, y en menor medida glaucofana. Desde el punto de vista del equilibrio, este zonado puede relacionarse con crecimiento progrado del anfíbol, de forma que el descenso de Na (B) hacia los bordes no es necesariamente indicativo de descenso de presión.

Este es un aspecto relevante por comparación con las características del anfíbol de una muestra de eclogita (LV69A) del mélange serpentinitico.

Tabla.XIII. Anfíboles del Litodema Yayabo por microsonda¹³⁶. Cúpula de Sancti Spiritus. Resultado de 100 análisis de la Expedición Escambray I (Stanik *et al.*, 1981).

Muestra	Composición	Nombre de la roca
PE-3 (145 m). (Norte 240.75 y Este 643.00)	Edenita (4). Hornblenda Mag (2). Hornblenda actinolítica (1). Al, Mg, Fe Clorita (2). Albita (An 0.7%) (2).	Esquisto anfibolítico, albítico, epidótico Yayabo.
PE-3 (192 m).	Hornblenda Mag. (3). Edenita (3). Paragonita (4). Mg, Al, Fe Clorita con contenido elevado de Ca y Na. (1).	Anfibolita Yayabo
4117046 (N 238. 825- E 645. 050).	Hornblenda edenítica.	Anfibolita Yayabo
4118032b (N 239. 850- E 646. 850).	Hornblenda Mag. (4), Hornblenda actinolítica (1). Edenita (3). Hornblenda silícica (1). Almandino+grosularia-piropo (2). Al, Fe,	Anfibolita Yayabo

¹³⁶ Microanalizador automático ARL-SEM-Q. Instituto Central de Geología. Praha. Expedición Escambray I. (Nota del Autor).

	Mg Clorita (2). Albita (An 1.5%).	
4117073 (N235.275-E645. 475).	Hornblenda ferro-edenítica (1). Almandino+grosularia (4). Almandino+grosularia+espesartina (4). Epidota (2). Fengita (3). Albita An 0.6%, 0.3%.	Anfibolita Yayabo
4103014	Glaucofana (2), almandino+grosularia (6), fengita (4).	Esq. glaucofánico
4103023	Glaucofana (1), Almandino+grosularia+piropo (1).	Esq. Glaucofano-gr.
410702	Glaucofana (2), Almandino+grosularia+espesartina (3), Almandino+grosularia (3), fengita (2).	II
4108022	Glaucofana (4), Almandino+grosularia (2), paragonita (1).	Esq. glauf-cliz-epd.

Las inclusiones dentro del granate presentan un comportamiento distintivo. Su composición es magnesiohornblenda-edenita-pargasita, similar a la de los granos de la matriz, lo que indica coexistencia del anfíbol cálcico durante el crecimiento progrado del granate (Figura 63).

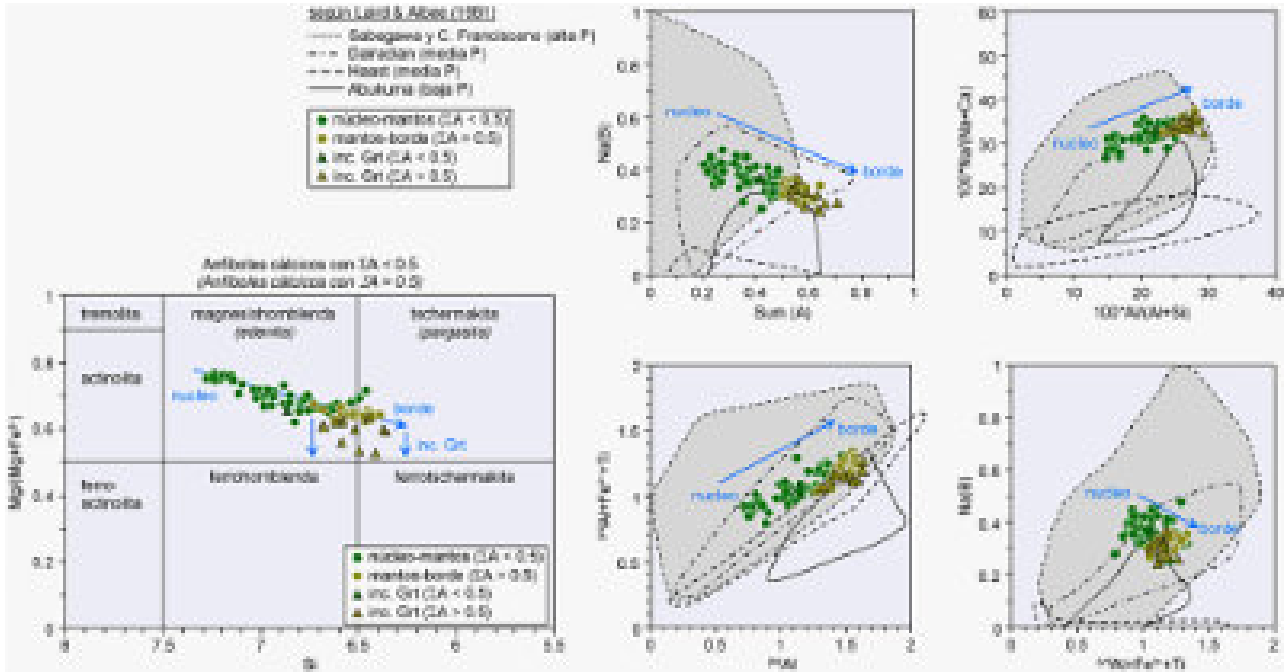


Figura 63.- Composición del anfíbol de la muestra LV72A en el esquema de clasificación de Leake *et al.* (1997) para anfíboles cálcicos con (K+Na)A < 0.5 y (K+Na)A > 0.5 átomos pfu, y proyección en los diagramas de Laird y Albee (1981).

De hecho, puede trazarse una tendencia composicional similar entre ambos tipos de granos, con composiciones de magnesiohornblenda en las inclusiones más próximas a los núcleos de los granates y de edenita-pargasita en las inclusiones próximas a los bordes. Sin embargo, las inclusiones presentan, sistemáticamente, valores de Mg# más bajos que las composiciones similares (en términos de Si) de los granos de la matriz (Figuras 63 y 64). Esta característica es el resultado de la interdifusión Fe-Mg entre granate-anfíbol, de forma que las composiciones de anfíbol asignables a la máxima temperatura alcanzada durante su crecimiento se ven modificadas. Dado que Mg# en las inclusiones es menor que en la matriz, esto es un argumento adicional para la operatividad del proceso difusivo a mayor temperatura que y con posterioridad a la máxima temperatura alcanzada durante el crecimiento mineral. Esto, deduce un evento de calentamiento post-crecimiento mineral.

La explicación del porque el anfíbol de la matriz no se ha visto afectado por la difusión (i. e. , descenso de Mg#), y incluido sí; reside en el efecto de la composición efectiva de los dominios de reacción. En la composición efectiva de la matriz domina el anfíbol, por lo que el efecto de la difusión sobre la fase será ínfimo, mientras que la composición efectiva del microsistema granate-inclusiones está dominada por el granate y, por tanto, el efecto será en este caso mayor. Por tanto, se deduce que las composiciones de pico son las de la matriz, ya que no están modificadas por el

intercambio Fe-Mg con granate; y no las de las inclusiones (con bajo Si y M#) y alto Al. Ti y Na+K(A), que representan las temperaturas bajo las cuales terminó de crecer el anfíbol.

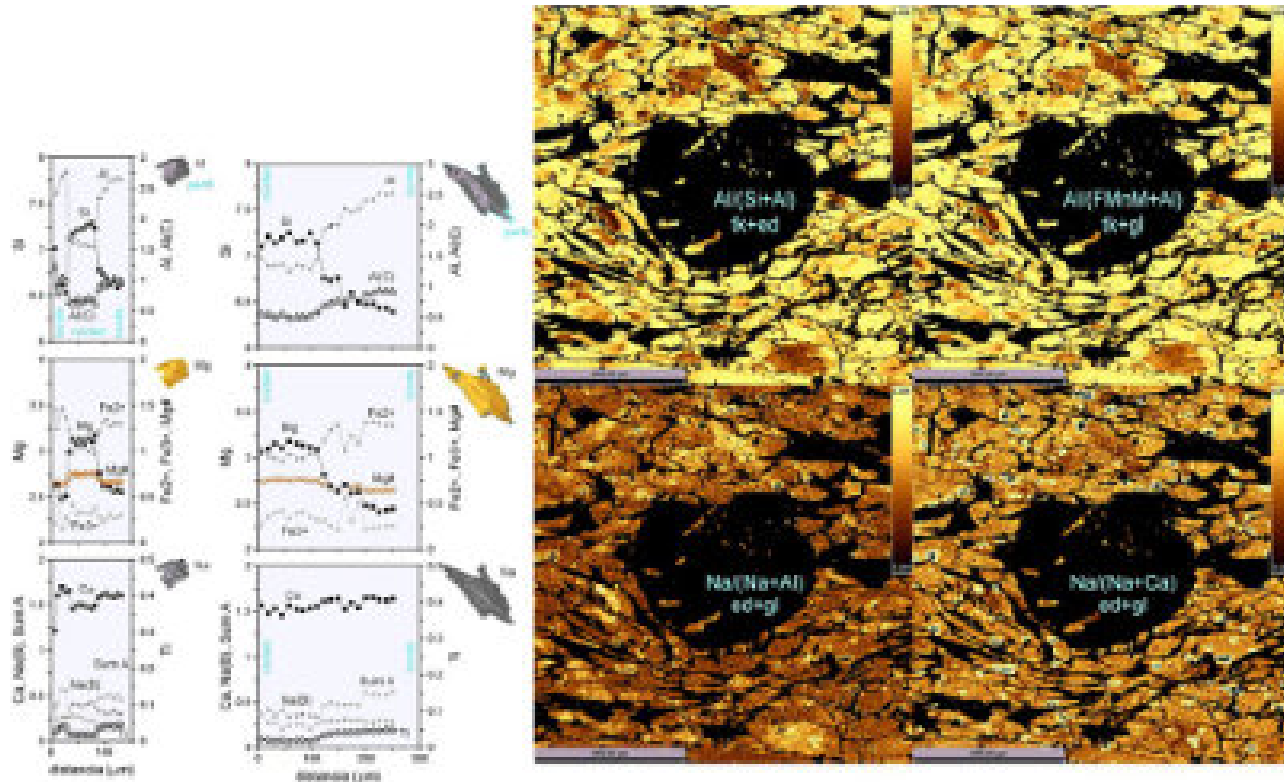


Figura 64.- Perfiles de composición e imágenes de RX sintéticas generadas con DWImager de anfíbol de la muestra LV72A. Las imágenes se obtuvieron tras el filtrado (eliminación) de las señales de todas las fases/huecos/defectos a excepción de las de anfíbol.

Paragénesis y evolución P-T.

La interpretación de las texturas, composiciones y zonaciones de las fases presentes en la muestra LV72A permite establecer su evolución paragenética durante el metamorfismo progrado y retrógrado. La evolución se ilustra mediante proyecciones en diagramas de fases composicionales (Figura 65). El metamorfismo progrado viene definido por la asociación, Grt + Am + Ep + Pa + Ms + Rt + Spn + Qtz, que evoluciona sin perder/ganar fases (excepto, quizás, por la ausencia de esfena en el pico térmico) aunque sí implica importantes cambios en la composición de las fases coexistentes. Al finalizar el proceso de crecimiento mineral, que no coincide con el pico térmico, el granate alcanzó las composiciones pobres en espesartina y relativamente (aunque no las más) ricas en Mg#, y el anfíbol alcanzó las composiciones pargasíticas más ricas en los componentes tschermakita, edenita y pobres en glaucofana, y relativamente (aunque no las más) pobres en Mg#. Con posterioridad se alcanzó el pico térmico, que tiene como efecto la modificación difusiva de granate y anfíbol, alcanzándose las composiciones mas ricas y pobres, respectivamente, en Mg#. Es posible que asociado a este calentamiento se produjese plagioclasa, que aparecería en la asociación mineral. Su composición es albítica, aunque a no estrictamente albita como la producida durante la retrogresión, sino Ab₉₂.

Las condiciones de presión y temperatura para el metamorfismo progrado, calculadas con Thermocalc, son 504 ± 67 °C y 12.8 ± 2.5 kbar para la asociación asignable al término del crecimiento mineral (pre-pico metamórfico; Figura 66). Estas condiciones están dentro del campo de las facies de las eclogitas y, por tanto, se concluye que la roca (y el complejo de metabasitas Yayabo) sufrió un metamorfismo asociado a una zona de subducción. Las condiciones calculadas para el calentamiento post-crecimiento mineral son 594 ± 79 °C y 13.3 ± 2.7 kbar (Figura 66).

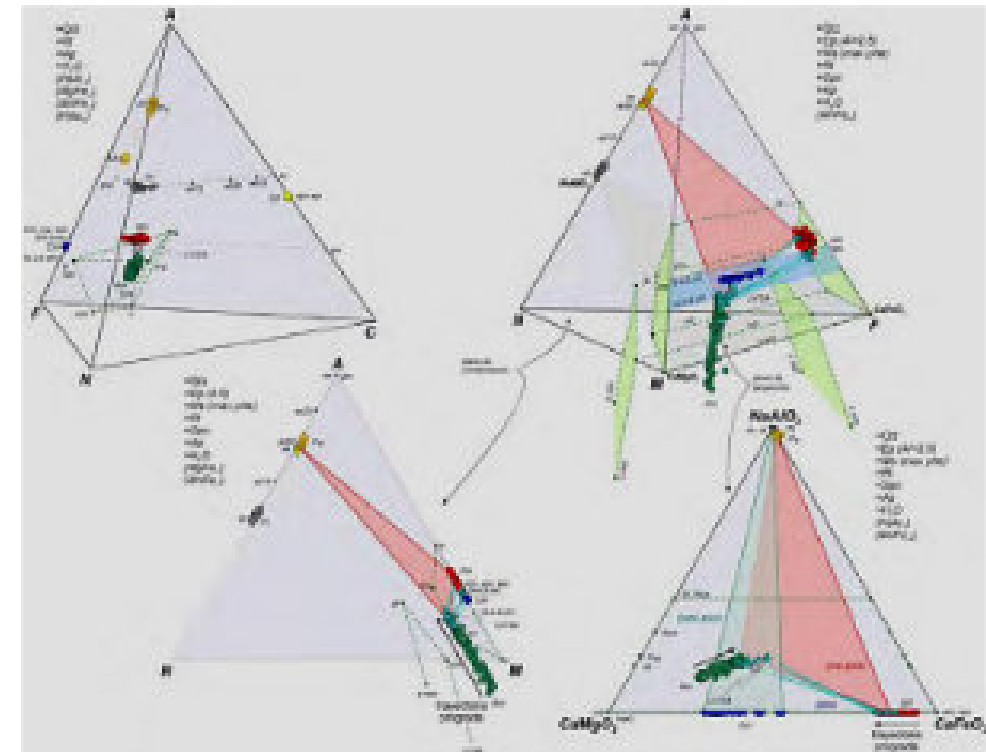


Figura.65. Diagramas de fases cuaternarios y ternarios generados con CSpace (Torres-Roldán *et al.*, 2000) para la muestra LV72A, con indicación de las asociaciones de pre-pico, pico, y post-pico metamórfico. Las composiciones de las fases y la roca total se han proyectado desde las especies moleculares y vectores de intercambio indicados en las listas adyacentes a cada diagrama. Se indican también la proyección (algunas en el infinito) de términos extremos de las soluciones sólidas implicadas, así como las regiones que delimitan.

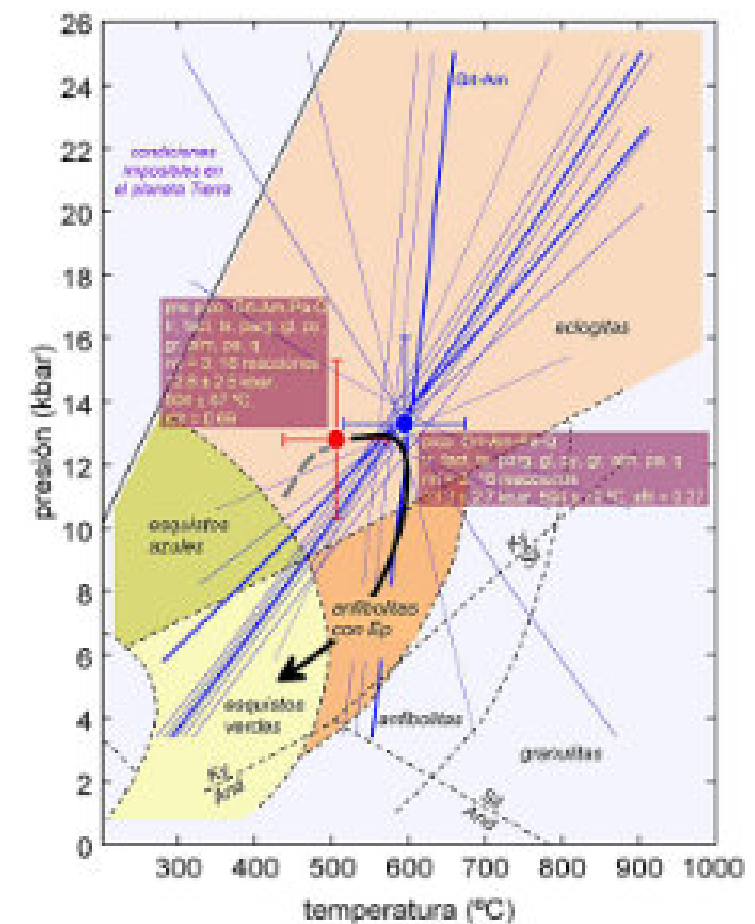


Figura 66.- Diagrama P-T que muestra los resultados termobarométricos con Thermocalc (Holland y Powell, 1998, base de datos y modelos de solución actualizados en 2002, Workshop de Barcelona) para las distintas asociaciones de fases identificadas en la muestra LV72A y la trayectoria P-T deducida. Por conveniencia, algunas reacciones significativas han sido nombradas. Por claridad, no se indican las reacciones asociadas al cálculo de las condiciones pre-pico. El esquema facial representado es de Spear (1993).

Estas condiciones también son propias del campo de las facies de las eclogitas, y pueden por tanto ser interpretadas como propias del gradiente térmico generado por la zona de subducción. Pero es igualmente posible que represente una complicación adicional. De hecho, por comparación con la evolución P-T del bloque de eclogita LV69A de la mélangé serpentinitica, cabría especular que la evolución de la muestra LV72A podría haber seguido una trayectoria similar de tipo franciscano. Sin embargo, no existen evidencias para ello. La retrogresión formó una asociación típica de facies de anfibolitas con epidota y/o esquistos verdes, y no de facies de esquistos azules (desafortunadamente, la falta de crecimiento de anfíbol durante la retrogresión ha impedido la estimación cuantitativa de P y T). Por ello, se supone una trayectoria retrogresiva diferente, que interceptara las facies de las anfibolitas con epidota (Figura 66). La divergencia, que presenta paralelismos con la discrepancia encontrada en las asociaciones minerales formadas durante las respectivas trayectorias progradas (i. e., ausencia de onfacita en LV72A), permite especular que los dos complejos estudiados corresponden a unidades geológicas pre-subducción distintas, amalgamadas en la zona de subducción. Mientras que los bloques de eclogitas se exhumaron siguiendo canales de alta flotabilidad localizados por encima de la zona de subducción, y por tanto conformaron una típica mélangé serpentinitica en el prisma de acreción, las metabasitas masivas de Yayabo conformaron una lámina que pudo escapar a los mencionados canales de alta flotabilidad. Quizás, estas metabasitas masivas se emplazaron tectónicamente en las cercanías de la base del arco volcánico fini-Cretácico, el complejo de Mabujina, con el que se encuentra en contacto. Yayabo, aun siendo parte de la Unidad Metamórfica 3, nada tiene que ver con los bloques de eclogita que se encuentran dentro de serpentinitas en la misma Unidad 3.

Metamorfismo de las Anfibolitas Yayabo. Resumen.

La mayoría de los estudios para determinaciones de parámetros del metamorfismo en la parte Norte y Este de la Cúpula de Sancti Spiritus (Grafe, 2001; Grevel *et al.*, 2006; Schneider *et al.*, 2004) se concentran en las eclogitas. Las muestras de Yayabo son muy escasas y las conclusiones muy generales.

Las primeras estimaciones de parámetros del metamorfismo para las Anfibolitas Yayabo en la parte Norte de la Cúpula de Sancti Spiritus se deben a Somin *et al.*, (1975), correspondientes a temperatura de 500°C y presión de 5.5 a 7 kbar. Este dato inicial discrepa sensiblemente respecto a determinaciones posteriores. Posteriormente, durante la década del 2000, se creó información significativa en el estudio del metamorfismo del Escambray, casi en su totalidad obtenida de la parte Norte y Este de la Cúpula de Sancti Spiritus (Grevel, 2000); citada por el grupo de publicaciones posteriores (Grafe *et al.* 2001; Schneider *et al.* 2004; Stanek *et al.* 2006; Maresch *et al.* 2012). Entre los datos importantes se encuentra el de una temperatura no mayor de 500°C para los esquistos metaterígenos de cuarzo-mica y presiones no mayores de 7-8 kbar. Para los esquistos azules, los rangos de T-P máximas de 530°C a 610°C y presión de 16–25 kbar. Para las eclogitas, una temperatura de 580°C a 630°C que; según Schneider *et al.* 2004 sufrieron en común un pico eclogítico de sobre 600°C y 16 kbar.

De acuerdo a Grafe *et al.*, 2001, las anfibolitas de Yayabo fueron metamorfizadas en un rango de T-P¹³⁷ de 580 a 675°C y 13 a 14.5 kbars (la presión máxima, según Grevel, 2000). Según Grafe (*ibid.*) los anfíboles sódicos de las anfibolitas de Yayabo indican un régimen de metamorfismo de medio a HP. Los parámetros del metamorfismo de las Anfibolitas Yayabo, como puede apreciarse sugieren una cierta tendencia a coincidir en el límite de las condiciones del metamorfismo de los esquistos metaterígenos de la Fm. Loma La Gloria, que forman el marco regional de las anfibolitas Yayabo y contienen lentes y cuerpos métricos de metabasitas, que según Auzende *et al.*, 2002, presentan la paragénesis granate (mayor almandino) + onfacita ± glaucófana + fengita + paragonita + zoisita + cuarzo + rutilo que caracterizan unas condiciones de presión mínimas de 12 kbar y temperatura por encima de 450°C, pertenecientes a la facies eclogítica del metamorfismo. Sin embargo, de acuerdo a Grevel (2000) la onfacita al parecer no esta presente en las anfibolitas pero son comunes los anfíboles barroisíticos. Grevel (*op cit.*) indica una

¹³⁷ Una muestra de esquisto grafitico de la Formación Cobrito (Zona 3 del metamorfismo en la Cúpula de Trinidad), representativa de los protolitos con materia orgánica primaria; analizada por DTA, roentgenografía (metaantracita) y SCAN, arrojó un pico exotérmico de 625°C (Soucek y Álvarez-Sánchez, en Dublan y Álvarez-Sánchez et al., 1986).

presión máxima de 13 a 15 kbar para la unidad. Estos parámetros contrastan con las condiciones del metamorfismo de baja presión-temperatura alta para las anfibolitas del complejo Mabujina en la facies de las anfibolitas en transición a las anfibolitas epidóticas¹³⁸ con granate, con unas condiciones de pico, según Grevel (2000) de 7 kbar y 620-700°C; aproximadamente coincidentes con Somin y Millán (1981), Millán y Somin (1981); Mlcoch y Álvarez-Sánchez (en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986).

El estudio realizado por García-Casco (2003, inédito) de la muestra LV72A sugiere que los anfíboles determinados en la muestra no son característicos de las condiciones de alta presión. Las condiciones de presión y temperatura para el metamorfismo progrado serían **504 ± 67 °C y 12.8 ± 2.5 kbar** para la asociación asignable al término del crecimiento mineral (pre-pico metamórfico); mientras para el post-crecimiento mineral son **594 ± 79 °C y 13.3 ± 2.7 kbar**. Según García-Casco (*op cit.*) al comparar la muestra LV72A con la evolución P-T de la eclogita LV69A, también estudiada por el autor citado y proveniente del mélangé serpentinitico aflorado en superficies entre nappes en la inmediata proximidad de la misma localidad de LV72A, pudiera esperarse que la anfibolita Yayabo siguiera un recorrido completo de tipo franciscano. Pero según el autor citado no se encontró evidencia para tal evolución y la retrogresión formó una asociación típica de facies de anfibolitas con epidota y/o esquistos verdes, y no de facies de esquistos azules. Por consiguiente y según las conclusiones del autor, las Anfibolitas Yayabo, aun siendo parte de la unidad 3 de mayor grado metamórfico, no tienen una relación coherente con los bloques de eclogita que se encuentran dentro de serpentinitas en la Unidad 3. Por tanto, a pesar de que ambas unidades coexisten en el núcleo metamórfico contienen evidencias de que fueron amalgamadas en la zona de subducción y yuxtapuestas tectónicamente **“en las cercanías de la base del arco volcánico fini-Cretácico, consistente en el complejo de Mabujina, con el que se encuentra en contacto”** (García-Casco *et al.*, 2003).

La conclusión de García-Casco, **adelanta algunos años** a la sostenida por Stanek *et al.*, 2006; 2018; basada en elementos similares de argumentación que los caracterizados en García-Casco *et al.*, 2003. No obstante, la independencia de Yayabo como unidad tectónica respecto a la Unidad 3 del metamorfismo, fue también argumentada por Stanek *et al.*, 2006¹³⁹ de forma independiente.

Alternativas para el origen de las Anfibolitas Yayabo. Anfibolitas Yayabo y Mabujina.

Las Anfibolitas Yayabo ¿pueden ser anfibolitas Mabujina, reelaboradas en el Escambray a las que se agregaron stockworks de vetas pegmatíticas causadas por el relleno de fluidos residuales del metamorfismo? La cuestión pertinente a la pregunta se inicia por Millán y Somin (1981)¹⁴⁰. Ellos explicaron que el contacto tectónico de las anfibolitas Yayabo en el borde oriental externo de la Cúpula de Sancti Spiritus estaba formado por una faja de unos 300 m de potencia, cuyo relleno sufrió un metamorfismo de temperatura más alta que Yayabo y una presión más alta que Mabujina, con un posible origen común.

A pesar de que la idea inicial de un posible origen Yayabo a partir de Mabujina fue puesta en duda por Haydutov desde (1984)¹⁴¹; por Millán y Somin (1985b) (finalmente abandonada por Millán; correspondencia, 2012)¹⁴²; el interés sobre este contacto fue retomado por otros autores.

¹³⁸ La presencia de epidota es un fenómeno discutible en esta facies metamórfica. Su forma es siempre alotriomórfica e irregular y parece un mineral tardío. Es posible que su origen esté relacionado con las fases finales del metamorfismo cuando su intensidad había disminuido. La epidota, por otra parte, también está relacionada con los procesos hidrotermales. Mlcoch (en Dublan y Álvarez-Sánchez et al. 1986)

¹³⁹ En este trabajo se demuestra que la evolución metamórfica de Yayabo y del resto de la unidad 3 son diferentes, o sea, sus historias metamórficas difieren por su trayectoria Presión-Temperatura. Si bien sus temperaturas alcanzan picos similares, las condiciones de su presión son diferentes, ya que esta fue considerablemente mayor en los cortes de la unidad 3 que contienen eclogita. Las anfibolitas Yayabo no fueron afectadas por la facies eclogítica, mientras que las secuencias de la unidad 3 en la facies eclogítica fueron parcialmente reelaboradas por un metamorfismo similar al que generó las anfibolitas Yayabo. Tal es el caso. (Millán; correspondencia 7-05-2012)

¹⁴⁰ De acuerdo con los hechos se pueden considerar dos alternativas sobre la procedencia de los cuerpos de anfibolitas de esta formación: 1. que sean fragmentos de las anfibolitas Mabujina, o de alguna otra roca exótica metamorfizada de carácter simático, incorporados tectónicamente dentro del nivel estructural más elevado de las secuencias del Escambray y metamorfizados conjuntamente con estas últimas o 2. que junto con una porción de las secuencias de origen terrígeno hayan provenido de una subzona tectónica relativamente independiente del resto de las secuencias del Escambray, cabalgando sobre las últimas antes del metamorfismo regional. (Millán y Somin, 1981).

¹⁴¹ The rocks of Yayabo formation are metamorphosed most intensely among the mafic complexes. They are disposed directly over de sialic metamorphites. A garnet-glaucophane paragenesis is recorded in then. The complex of Mabujina crops out farther away from the sialic rocks. Amphibolite facies is typical for it. In some parts transition between Yayabo and Mabujina is established (M y S., 1981). All this indicates that the rate of metamorphism decrease away from the surface dividing the mafic from the sialic rocks. (Haydutov, 1984).

Grafe *et al.* 2001; Schneider *et al.* 2004; Stanek *et al.* 2006; en el contexto de interpretaciones sobre el origen de las Anfibolitas Yayabo y las relaciones geotectónicas entre Escambray, Mabujina y el arco volcánico de Zaza; que persisten en la actualidad (Maresch *et al.*, 2012; Boschman *et al.*, 2014); Grafe *et al.*, (2001) describieron este lugar, como sitio donde las anfibolitas parietales sufrieron **alteraciones estáticas**¹⁴³; por cuya causa los anfíboles Yayabo (barroisita, magnesiohornblenda y pargasita) de metamorfismo T-P medio y los anfíboles Mabujina (tschermakita y ferropargasita) de régimen de baja presión, convergen hacia condiciones intermedias entre las dominantes de presión media a alta de Yayabo y de baja presión de Mabujina; sin mayores discrepancias en la temperatura (Grafe, *op cit.*).

Pero es en Grevel (*et al.*, 2006) donde a partir de estas relaciones tectónicas (Figura 67); podemos encontrar la más clara formulación de que las Anfibolitas Yayabo resultan ser una parte de las Anfibolitas Mabujina, representando un remanente del arco de islas del Cretácico (Arco Volcánico Zaza)¹⁴⁴.

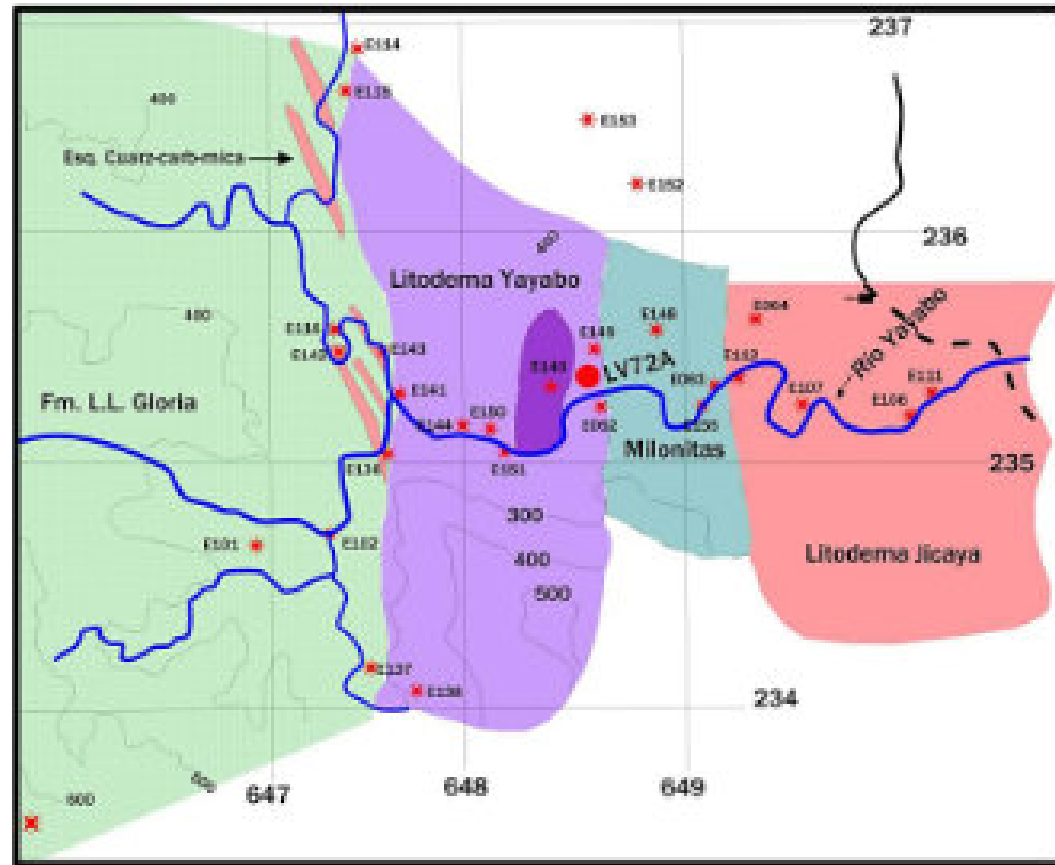


Figura.67. Esquema de las relaciones y posición del Litodema Yayabo en el extremo oriental de la Cúpula de Sancti Spiritus. Modificado del esquema de la Ilustración 4, Band 2, de Grevel *et al.*, 2006. (Nombres estratigráficos en este trabajo). (Situación de la Muestra LV72A).

En la Zona Metamórfica 1, de más alto grado del Complejo Mabujina; se encuentra el Litodema Gabroanfibilas y Metadioritas Jicaya (Mlcoch y Álvarez-Sánchez, en Escambray II, 1986). El Litodema Jicaya aflora en la parte norte y oeste de la Cúpula de Trinidad y al este de la Cúpula de Sancti Spiritus (Figura 67); siempre ligado al límite tectónico del Escambray, donde las gabroanfibilas ocupan la parte más profunda del litodema, mientras la

metacuarzodioritas yacen en su parte superior. En estas rocas, es de notar la presencia de epidota y de finas escamas alotriomórficas de moscovita en los núcleos de plagioclasa básica, no causada por hidrotermalismo, que indica un metamorfismo complejo pero no polimetamorfismo (Boyanov, 1975; Kantchev *et al.*, 1978; Mlcoch, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986). La asociación común es hornblenda + plagioclasa básica + granate ± moscovita¹⁴⁵. La temperatura según Perchuk (en Mlcoch y Álvarez-Sánchez, *ibid.*) es de 640°C (por Mg de anfíbol x granate) y de 700 a 750°C (por Ca de plagioclasa x anfíbol); facies anfibolítica típica para las gabroanfibilas porfidoblásticas granatíferas, en el contacto con el Escambray.

Las relaciones originales inalteradas de las gabroanfibilas Jicaya; se conocen en el Graben Seibabo; SSE de Güinía de Miranda y a dos kilómetros hacia dentro de la Cúpula de Trinidad; fuera del contacto perimetral del Escambray. Allí quedó demostrado por el pozo estructural vertical PE-5 de 330 m (Álvarez-Sánchez, en Escambray II; Anexo 24); que las gabroanfibilas descansan directamente sobre las metamorfitas del Escambray, mediante un horizonte de milonitas de 90 m de potencia, sin intervalos coalescentes ni restos de alteración convergente. El corte del pozo debuta por 100 m de vulcanitas Zaza (probable Fm. Mataguá), descansando sobre unos 40 m de metagabrodioritas y metadioritas..

Otro ejemplo se encuentra al oeste de la Cúpula de Trinidad, en la Zona de Las Moscas, donde pozos inclinados para un total de 544 m (Bolotin *et al.*, 1970); realizados contra el contacto, muestran a las gabroanfibilas buzoando por debajo de la Fm. Loma La Gloria sin evidencia de reelaboración alguna. Por fin, al norte de la Cúpula de Trinidad, se destaca un cuerpo kilométrico de Anfibolitas Yayabo, bajo los metagabros en el contacto tectónico. Es decir, rocas internas del Escambray, nuevamente en contacto con las gabroanfibilas.

En términos generales, vale la pena enfatizar:

- Las anfibilas Yayabo, son lavas típicas en prácticamente todos sus afloramientos conocidos, no son rocas intrusivas.
 - En ningún lugar del Escambray existe una localidad donde rocas del Arco Volcánico Zaza, yacen en contacto directo con el macizo metamórfico.
 - No existe un solo lugar en el Complejo Mabujina donde alguna escama o resto de anfibilas Yayabo se encuentren mezcladas con anfibilas Mabujina.
 - En los granitoides Manicaragua no fueron encontrados xenolitos del Escambray. Tampoco en el Escambray se encuentran rocas filonianas relacionadas con los granitoides Manicaragua. Los contactos de ambas unidades son solo tectónicos. Las evidencias muestran que durante la intrusión de los granitoides no se produjo contacto alguno con el Escambray (Stanik *et al.*, 1981), ni siquiera en términos de emisarios distales en forma de venas o diques pegmatíticos. Es decir una desconexión absoluta.
- Estos hechos ilustran que el contacto al este de la Cúpula de Sancti Spiritus se trata de un caso excepcional y particular de la evolución de la Falla de Perímetro del Escambray. No es en absoluto una generalidad ni caracteriza las propiedades regionales de este contacto. De hecho, sin importar cualquiera corte que se tome y en cualquier dirección que se marque, las anfibilas Yayabo yacen **dentro del macizo Escambray** y solo se relacionan con Loma La Gloria. De cuyo hecho indudablemente se derivan ciertas implicaciones.

Otras rocas de Mabujina que quizá se intentaría comparar con Yayabo, son las del Litodema Anfibilas Hanabanilla, el más potente de la Suite Mabujina (Mlcoch y Álvarez-Sánchez; *ibid.*). Se trata de anfibilas bandeadas blastoporfídicas, biotíticas; derivadas de pórfidos basálticos; con intercalaciones de rocas piroxénicas plagioclásicas (labradorita-bitownita), granatíferas y gneis biotíticos con cristales relictos de feldespato potásico, que faltan completamente en Yayabo.

Las rocas del Complejo Anfibilítico, comparadas con las del Escambray, tienen como característica la ausencia de moscovita, solo encontrada como accesorio en las plagioclasas (Mlcoch, en Stanik *et al.*, 1981). Asimismo, las Anfibilas Hanabanilla se diferencian de las Anfibilas Yayabo por la presencia de biotita en las primeras y por el desarrollo profuso de moscovita y buena foliación en las segundas (Mlcoch y Álvarez-Sánchez, *op cit.*, 1986). La

¹⁴² En primer lugar vamos a descartar la posibilidad de una correlación entre Mabujina y Yayabo, pues entre una y otra no existe afinidad alguna y corresponden a paleoambientes bien diferentes. El contacto entre ambas, que ocurre en el extremo oriental de S.Sp. esta reelaborado por una blastomilonita en la facies de esquistos verdes debido a una colisión entre Escambray y Mabujina después que los protolitos de ambos fueron metamorfizados y deformados en ambientes totalmente diferentes. (Millán, correspondencia; 25-04-2012).

¹⁴³ Deformation in the amphibolites of both the Yayabo and the Mabujina units was succeeded by **static tempering**, as indicated by partial intracrystalline strain recovery and growth of amphibole and plagioclase grains across the mylonitic foliation, indicating that juxtaposition of the two units occurred at depth. (Grafe *et al.*, 2001).

¹⁴⁴ We interpret the Mabujina unit as a remnant of the Cretaceous island arc and the Yayabo nappe as a highly deformed and dismembered part of the island arc separating arc sequences in the hanging wall from the footwall subduction-accretion complex of the Gavilanes and Pitajones units (Grevel *et al.*, 2006; also Stanek *et al.*, 2002, 2006).

¹⁴⁵ Finas escamas de moscovita aparecen dentro de los núcleos y bordes de las plagioclasas como mineral tardío. La hornblenda forma la parte principal de las rocas.

biotita es un mineral muy característico en las anfibolitas Hanabanilla, que son las rocas que por su estructura y bandeo más pudieran parecerse a las Anfibolitas Yayabo.

Souček y Álvarez-Sánchez (en Escambray II, 1986; Figura IV.38) demostraron que el contenido de sodio en todas las rocas básicas (metagabros, metabasitas, esquistos albiticos, glaucofano-granatíferos, anfibólicas, glaucofánicas y gabros promedio) del Escambray predomina sobre el potasio; al contrario que en el complejo Mabujina¹⁴⁶. Solo en las micacitas (esquistos moscovíticos) la relación es 1:1 y en las filitas y algunas cuarcitas y esquistos cuarcíticos predomina el Potasio sobre el Sodio. Esto coincide bien con la composición mineral de dichas rocas, porque el potasio en los metasedimentos está contenido solo en las micas (moscovita), mientras que el sodio está contenido en la albita, la glaucofana y la paragonita. Por otra parte, las rocas en el Escambray se diferencian respecto a Mabujina y Zaza por una mayor y general alcalinidad y contienen casi dos veces más TiO₂ (exceptuando las cuarcitas) en comparación con rocas similares de Mabujina y del Arco Volcánico de Zaza.

En conclusión: Ni las gabroanfibolitas que ocupan la sección inferior del Complejo Anfibolítico ni las metaporfiritas Hanabanilla en su parte inferior-media, admiten comparaciones con las Anfibolitas Yayabo. Ni Mabujina ni Yayabo presentan alguna semejanza o característica en común. Ni química ni de ambiente de formación ni de grado metamórfico. Tales discrepancias sustanciales se encuentran bien explicadas en Millán y Somin (1985ab y Somin *et al.*, 1992). Incluso Stanik *et al.*, 1981, hubo de señalar que las Anfibolitas Yayabo, por su composición química, eran las rocas más afines a la Fm. Yaguanabo que existían en el Escambray. Y, al igual que en el caso de los esquistos cristalinos Algarrobo, no hay evidencia alguna de que la Fm. Yayabo se trate de fragmentos de un basamento cristalino antiguo reelaborado durante el metamorfismo del complejo Escambray (Millán y Somin, 1985b). Por consiguiente; las evidencias parecen sostener que ambos complejos anfibolíticos fueron metamorizados en ambientes geotectónicos diferentes. Yayabo en una zona de subducción como lo demuestran sus parámetros T-P y Mabujina, en las condiciones de suprasubducción; probablemente en la sección inferior de un arco volcánico, quizá como parte de su fundamento ofiolítico. Su concatenación tectónica ocurrió sin alguna modificación suficientemente importante de sus asociaciones metamórficas distintivas. Al parecer, solo después de que ambos complejos estuvieron metamorizados y plegados se completó su concatenación tectónica, cuyo evento no determinó alguna modificación significativa de su composición química fundamental y sus parámetros metamórficos.

Otras variantes.

Otras alternativas para el origen de Yayabo se han discutido. Iturralde-Vinent (1995) siguiendo en parte la opinión de Somin y Millán (1981); Somin (1992) y Millán y Somin (1985ab) se refiere a las Anfibolitas Yayabo como representantes metamorizados de la sección efusivo-sedimentaria de un complejo ofiolítico. Supone que las anfibolitas Yayabo representan los fragmentos de una unidad “protocaribeña” de corteza oceánica que se encuentra en el Escambray y que fragmentos, de esta misma corteza metamorizada, formarían parte del Complejo Mabujina. Como es conocido, las ofiolitas del Complejo Mabujina, no se comparan de modo alguno con las Anfibolitas Yayabo y pertenecen a la sección inferior del arco volcánico de edad principal Cretácico Inferior. Las ofiolitas del Complejo Mabujina, en la totalidad de los cortes conocidos, incluso en pozos estructurales dentro del Escambray, forman la base del sobrecorrimento de los complejos de arco volcánico sobre esa megaestructura (Pozo Estructural Seibabo 1; en Dublan y Álvarez-Sánchez; 1986). Las anfibolitas, descansando bajo lavas no metamorizadas o con un metamorfismo incipiente de la facies de los esquistos verdes de baja presión, yacen directamente en contacto con las metamorfitas del Escambray. Por esto, el contacto base de las Anfibolitas Mabujina con el Macizo Metamórfico Escambray es descrito, con toda razón, como la superficie que expresa las relaciones tectónicas principales entre el Complejo Mabujina y el Escambray (*e. g.* Stanek, *et al.*, 2006).

Las evidencias obtenidas durante los levantamientos a escala 1: 100,000 (Stanik, *et al.*, 1981) que abarca la totalidad del Complejo Mabujina y a escala 1.50, 000 (Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986) de la parte principal mejor expuesta y más potente del Complejo Anfibolítico Mabujina, al Norte del Escambray, han demostrado:

¹⁴⁶ La Fm. Yayabo se diferencia sustancialmente del Complejo Mabujina, litológicamente, petroquímicamente (las anfibolitas Yayabo contienen mucho más TiO₂ y mucho menos K₂O que las de Mabujina, así como por las rocas magmáticas cortantes asociadas (Millán y Somin, 1985b).

a-El corte del Complejo Mabujina que cabalga al Escambray, se encuentra en todas partes sin inversiones de su corte estratigráfico normal.

b-Que en el interior del Complejo Mabujina no existen mélanges tectónicos ni imbricaciones ni escamas de alguna roca, que pueda compararse de forma consistente con las Anfibolitas Yayabo.

No existen pruebas definitivas de que las Anfibolitas Yayabo sean representantes de la parte suprapéridotítica de un complejo ofiolítico, aunque es cierto que esta posibilidad no se puede excluir. A falta de restos de una columna ofiolítica típica, las metasilicitas no predominan en absoluto en los cortes de Yayabo como este autor cree y al parecer le hace suponer que las anfibolitas son un fragmento de la parte superior de la corteza oceánica.

El problema sobre la naturaleza y origen del complejo que se supone existió entre el Complejo Mabujina y el Macizo Metamórfico Escambray, durante la superposición tectónica de ambas geoestructuras; permanece tan desconocido como al principio.

Iturralde-Vinent (1998; página 20) sugiere que las Anfibolitas Yayabo podrían representar olistoplasas análogas a las desarrolladas en las olistostromas de la Cordillera de Guaniguanico. A un lado de que en el Escambray no es correcto referirse a Yayabo, como “*serpentinitas asociadas a grandes cuerpos de anfibolitas*”; sino todo lo contrario; no deja de ser sorprendente acudir a este mecanismo caracterizado por los deslizamientos gravitacionales supracorticales, para referirse a la posibilidad de emplazamiento de cuerpos, sustraídos de tal esfera, hacia su inserción conjunta con su substrato en una zona de subducción.

Edad de las Anfibolitas Yayabo.

Millán y Somin (1985 b) y Somin *et al.*, 1992), describen los resultados de una determinación K/ Ar de 85.4 Ma (aproximadamente Coniaciano-Santoniano), proveniente de una vena pegmatítica cuarzo-albita-moscovita que corta las anfibolitas. Somin *et al.* (op cit.), indican el alto contenido de potasio de la muestra que eleva sustancialmente la confiabilidad de este resultado y establece una edad límite superior para el metamorfismo de las anfibolitas. De aquí que la edad del protolito es considerada como mesozoica y que la unidad pertenece, ahora, a la secuencia estratigráfica del macizo Metamórfico Escambray (Millán y Somin, 1985b).

La Expedición Escambray I (Stanik *et al.*, 1981) considero importante del mismo modo la cuestión de la edad de las anfibolitas. Con este fin se tomaron 4 muestras para edad absoluta provenientes del cuerpo principal de las anfibolitas, en las cercanías del contacto con las anfibolitas del complejo Mabujina (Tabla XIV).

Tabla XIV. Edades radiométricas por el método argón-potasio de las anfibolitas Yayabo.

Localidad	Roca	Laboratorio	Mineral analizado	Edad en Ma.
411703 ¹⁴⁷	anfibolita	GUSD-Bratislava	moscovita	64.09 ± 2.9
4118032	II	II	anfíbol	62.10 ± 2.3
417066	II	II	moscovita	69. 30± 2.4
411704	II	II	anfíbol	78.50± 1.5

Según Stanik (*op cit.*) los resultados coinciden con los publicados por Somin y Millán (1977) (esquistos calcíticos 61 ± 4; esquistos cuarcíferos 66 ± 4; esquisto calcítico 60 ± 3 y anfibolita 43 ± 5). Según las edades paleontológicas que fechan a las secuencias del Escambray como Jurásico Inferior a Cretácico Inferior, las edades obtenidas datan los procesos metamórficos premaastrichtiano o del Maastrichtiano Inferior (Stanik, *ibid.*)

¹⁴⁷ 41 es la Hoja Loma La Gloria 1:50,000 en la nomenclatura de localidades de Escambray I.

Referencias.

- Academia de la Lengua Española, 2005, Diccionario de la lengua española. *Espasa-Calpe. Madrid.*
- Acevedo-González, M., 1968, La región de “La Cueva”, Sierra de San Juan, zona cársica Cumanayagua-Trinidad, provincia de las Villas, Cuba. *Instituto Nacional de Recursos Hidráulicos, Publicación Especial No. 6, La Habana.*
- Allende, Roque, 1928, Yacimientos piríticos de la Sierra de Trinidad (Mina Carlota). *Bol. de Minas, Habana, 12, pp. 50-58. 2 figs.*
- Álvarez-Sánchez, H., 1972, Geología general y estructural de la Provincia de Pinar del Río, Cuba. *Instituto de Hidroeconomía. Pinar del Río, 341 Pág., 41 figs., 32 hojas 1:50,000. (Inédito).*
- Álvarez-Sánchez, H., 1984, Estratigrafía de la Sierra de Los Órganos y la significación tectónica y paleogeográfica de las olistostromas del Valle de Pons. *XXVII, Int, Geol, Congres. Moscú (abstract). Serie Geol. Mimbas. 5 Pág. La Habana.*
- Álvarez-Sánchez, H., Millán, G., Mainegra, V., Bernal, L., Andó, J., 1992, Significado geotectónico de las rocas eclogíticas de Cuba central. *Empresa Geólogo-Minera del Centro. Santa Clara. Cuba. Instituto de Geología y Paleontología del MINBAS. La Habana. Cuba. 32 pp.* (Inédito). *Resúmenes XIII Conf. Geol. del Caribe.*
- Álvarez-Sánchez, H., Bernal Rodríguez, L., 2015, Dilemas en la litoestratigrafía y el metamorfismo en la tectónica de mantos del Macizo metamórfico Escambray. *Miramar Mining Corp. República de Panamá. Instituto de Geología y Paleontología. La Habana, Cuba. (Inédit.). 33 pp. 17 figs.*
- Álvarez Sánchez, H. F., De Huelbes, J., Bernal Rodríguez L. R., 2015, Formaciones y Litodemas en la nomenclatura estratigráfica cubana. *Memorias de Geociencia. VI Convención de Ciencias de la Tierra. La Habana, Cuba. 31 págs. 15 figs.*
- Auzende, A.L., Devouard, B., Guillot, S., Daniel, I., Baronnet, A., Lardeaux J.M., 2002, Serpentinities from central Cuba; petrology and HRTEM study. *European Journal of Mineralogy, 14, 905-914.*
- Bettelli, G., Panini, F., 1985, Il mélange sedimentario della Val Tiepido (Appennino modenese). *Atti Soc. Nat. Mat. Mod. 115, 91–106.*
- Bibikova, E.A., Somin, M.L., Gracheva, T.V., Makarov V.A., Millán, G., Shukolykov, Yu. A., 1988, First results of U-Pb dating of metamorphic rocks of the Greater Antillean arc: age of the Mabujina Complex of Cuba. *Doklady Acad. Sc. V. 301, # 4, P.924-928. Moscow. (en Ruso).*
- Brönnimann, P. y Pardo, G., 1954, Annotations to the correlation chart and catalogue of formations (Las Villas province), *Geol. Rept. 456. Oficina Nac. Recursos Min., Minist. Indust. Bas., La Habana (Inédito).*
- Brown, B., y O’Connell, M., 1922, Correlation of the Jurassic formations of western Cuba. *GSA Bull. 33: 639-664.*
- Bolotin Y., Yidkov, A. Y., Maximov, A. A., Sosa, R., 1970, Yacimiento de minerales sulfurosos de la serie metamórfica Escambray en la parte noroeste del macizo montañoso del mismo nombre. *Revista Tecnológica. Vol.8 No.2. 35-48 p.*
- Boyanov, I., Goranov, G., Cabrera, R., 1975, Algunos nuevos datos sobre la geología de los complejos de anfibolitas y granitoides en la parte Sur de Las Villas. *Serie Geológica No. 19. Acad. de Ciencias de Cuba. Inst. de Geol. y Paleont. P.1-14.*
- Brovin, M. A., 1966, Informe sobre los minerales cupríferos en la zona del yacimiento Carlota, en los años 1964-1965. *Min. de Industrias; ICRM, Fondo Geologico Santa Clara (Inédito).*
- Butterlin, J., 1956, La constitution géologique et la structure des Antilles. *Centre Nat. Recherche Scient. Paris. 453 pp.*
- Cobiella-Reguera, J. L., 2005, Emplacement of Cuban Ophiolites. *Geologica Acta, Vol.3, Nº3, 2005, 273-294.*
- Chakraborty, S., Ganguly, J., 1992, Cation diffusion in aluminosilicate garnets: experimental determination in spessartine-almandine diffusion couples, evaluation of effective binary diffusion coefficients, and applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology, 111, 74-86.*
- Coleman, R.G., Lee, D.E., Beatty, L.B., and Brannock, K.W., 1965, Eclogites and eclogites: their differences and similarities; *Geol. Soc. Am., Bull., V.76, p.483-508.*
- Coleman, R. G., Wang, X., (Editors), 1995, Ultrahigh Pressure Metamorphism. *Cambridge University Press.*
- Comisión Norteamericana de Nomenclatura Estratigráfica, 2010, Código Estratigráfico Norteamericano. *Universidad Nacional Autónoma de México. Boletín 117.*
- Cruz Orosa. I y Blanco Moreno, J. A., 2007, Análisis estructural a escala regional de la zona de fallas La Trocha. *Minería y Geología /v.23 n.2 / 2007.*
- Cruz Orosa, I., Sábat, F., Ramos, E., and Vázquez-Taset, Y. M., 2011, Synorogenic basins of central Cuba and collision between the Caribbean and North American plates. *International Geology Review, DOI: 10.1080/00206814.2011.585031.*
- Deer, W. A., Andrew H. R., Zussman, J., 1997, Rock Forming minerals. Double chain silicates. Volumen 2B. *Second Edition. The Geol. Soc. of London.*
- De Golyer, E. L., 1918, The geology of Cuban petroleum deposits. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., New York, 2:140-141.*
- Ducloz, Ch et Vuagnat, M., 1962, À propos de l’âge des serpentinites de Cuba. *Archives des Sciences. Soc. Phys. et d’Histoire Naturelle. Gênéve Vol. 15, Fasc. 2. 309-332.*
- Despaigne Díaz, A. I., 2009, Estructura y metamorfismo del área La Sierrita, Macizo Escambray, Cuba Central. *Tesis de grado de la Universidad de Pinar del Río "Hermanos Saiz Montes de Oca". 192 pag. Pinar del Río. Cuba.*
- Díaz de Villalvilla, L., 1988, Caracterización Geológica y petrológica de las asociaciones vulcanógenas del Arco Insular Cretácico en Cuba Central. *Resumen de Tesis de grado. Cienc. De la Tierra y el Espacio.*
- Díaz de Villalvilla, L., 1989, Características geoquímicas de las series volcánicas principales del Arco Insular Cretácico en Cuba central (provincias Cienfuegos, Villa Clara, Sancti Spiritus). *1er Congreso Cubano de Geología. (Resúmenes).*
- Dickerson, R. E. and Butt, W. H., 1935, Cuban Jurassic. *AAPG Bull. vol.19. pags.116-118. Oklahoma.*
- Dilek, Y., Festa, A., Ogawa, Y., and Pini, G. A., 2012, Chaos and geodynamics: Mélanges, mélange-forming processes and their significance in the geological record. *Tectonophysics 568–569, 1–6. Special Issue.*
- Dimitrijevic, M. D. and Dimitrijevic, M. N., 1973, Olistostostrome melange in the Yugoslavian Dinarides and late Mesozoic plate tectonics. *Journal of Geol. V 81, 328-340 No 3, 8 figs.*
- Draper, G. and Barros, J. A., 1994, Caribbean Geology: An Introduction. Cuba, Chapter 4. *U.W.I. Publishers' Association, Kingston.*
- Draper, G., 2001, The southern metamorphic terranes of Cuba as metamorphic core complexes exhumed by low-angle extensional faulting? *Memorias GEOMIN 2001 (CD-ROM), LA Habana, 19-23 de Marzo.* Reunión del Proyecto No. 433 del PICG/UNESCO "Tectónica de Placas en el Caribe".
- Dobrezov, N. L., Dobrezova, N. L., Millan, G., Somin, M. L., 1987, Eklogity Kuby: novye dannye (Eclogites of Cuba: New Data). *Doklady AN SSSR, Ser. Geol., 292, N 1, 179-184. (En Ruso).*
- Dublan, L., Álvarez-Sánchez, H.; Miloch, B.; Mañour, J.; Lledíaz, P.; Molak, B., Vázquez, C.; Snopkova, P.; De los Santos, E., Soucek, J.; Pérez, M.; Mihailova, A.; Bernal, I.; Zoubek, J.; Ordoñez, M.; Soucek, J.; Morousek, J.; Svetska, J.; Marshall, W.; Pérez-Conde, R.; González, E.; Rodríguez, R., 1986, Informe Final del levantamiento geológico y evaluación de los minerales útiles en escala 1:50,000 del Polígono CAME-I, Zona Centro. *Centro Nacional del Fondo Geológico. La Habana. 1,402 Págs. 250 mapas. (Inédito).*
- Dublan, L., Snopkova, P., Álvarez Sánchez, H., 1988, Datos preliminares sobre la edad de las anfibolitas del Cinturón de Mabujina de Cuba Central, según el método paleobotánico. *Bol. de Geociencias. V. 3. Nº. 2. pag. 48-56. Centro Universitario de Pinar del Río. Cuba.*
- Elter, P. y Trevisan, L., 1973, Olistostromes in the Tectonic Evolution of the Northern Apennines. *En K. A. Dejong y R. Sholten (edis.) Gravity and Tectonics. John Wiley & Sons. New York. Pags. 175-188.*
- Ernst, W. G., 1971, Metamorphic zonation on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and Alps. *Contrib. Mineral. Petrol. 34, 45—59.*

- Ernst, W. E., Rambaldi, E., and Piccardo, G. B., 1983, Trace Element Geochemistry of Iron + Titanium-Rich Eclogitic Rocks, Gruppo Di Voltri, Western Liguria. *The Journal of Geology. Vol. 91, No. 4 (Jul., 1983), pp. 413-425.*
- Fernández de Castro, M., 1881, Pruebas paleontológicas de que la isla de Cuba ha estado unida al continente americano y breve idea de su constitución geológica. *Discurso pronunciado en el cuarto Congreso Internacional de Americanistas. Madrid.*
- Festa, A., Pini, G. A., Dilek, Y., Codegone, G., 2010, Mélanges and mélange-forming processes: a historical overview and new concepts. *International Geology Review. Vol. 52, Nos. 10–12, pp 1040–1105.*
- Festa, A., Dilek, Y., Pini, G. A., Codegone, G., Ogata, K., 2012, Mechanisms and processes of stratal disruption and mixing in the development of mélanges and broken formations: Redefining and classifying mélanges. *Tectonophysics (2012), doi:10.1016/j.tecto.2012.05.021.*
- Festa, A., Ogata, K., Pini, G. A., Dilek, Y., & Codegone, G., 2014a, Late Oligocene–early Miocene olistostromes (sedimentary mélanges) as tectono-stratigraphic constraints to the geodynamic evolution of the exhumed Ligurian accretionary complex (Northern Apennines, NW Italy). *International Geology Review · July 2014. Volume 57, 2015 - Issue 5-8: Convergent plate margin processes and their rock record.*
- Festa, A., Dilek, Y., Gawlick, H-J., Misoni, S., 2014b, Mass-transport deposits, olistostromes and soft-sediment deformation in modern and ancient continental margins, and associated natural hazards. *Marine Geology 356 (2014) 1-4.*
- Flores, G., 1955, Discussion in Beneo, E (1955): Les resultats des études pour la recherche pétrolifère en Sicily. *Proc. IV World Petroleum Cong. Rome Sec. 1/A& Boll. Soc. Geol. Ital. (1956), 78: 1-26 (109-124).*
- Flores, G., 1959, Evidence of slump phenomena (olistostrome) in areas of hydrocarbon exploration in Sicily. *5th 5th World Petroleum Congress, 30 May-5 June, New York, USA (WPC-8013). Proc. Sec. 1., pags. 259-275.*
- Franco-Álvarez, G.L., Acevedo-González, M., Álvarez-Sánchez, H., Artime-Peñeñori, C., Barrientos-Duarte, A., Blanco-Bustamante, S., Cabrera, M., Cabrera, R., Carassou-Agragan, G., Cobiella-Reguera, J. L., Coutin-Lambert, R., Albear, J.F. de, de Huelbes, J., Torre y Callejas, A. de la, Delgado-Damas, R., Díaz de Villalvilla, L., Díaz-Otero, C., Dilla-Alfonso, M., Echevarría-Hernández, B., Fernández-Carmona, J., Fernández-Rodríguez, G., Flores, R., Flores-Abín, E., Fonseca, E., Furrázola-Bermúdez, G., García-Delgado, D., Gil-González, S., González-García, R. A., Gutiérrez-Domech, R., Linares-Cala, E., Millán-García, E., Millán-Trujillo, G., Moncada-Ferrera, M., Montero-Zamora, L., Orbera, L., Ortega-Sastriques, F., Peñalver, L.L., Perera, C., Pérez-Arias, J. R., Pérez-Lazo, J., Pérez-Rodríguez, E., Pifiheiro-Pérez, E., Recio-Herrera, A. M., Sánchez-Arango, J. R., Saunders-Pérez, E., Segura-Soto, R., Triff-Oquendo, J., Zuazo-Alonso, A., Pszczółkowski, A., Brezsnýánszky, K., Slavov, I., y Myczyński, R., 1992, Léxico Estratigráfico de Cuba. *Centro de Nacional de Información Geológica, La Habana, 658 p. (Primera versión). (Inédito).*
- Furrázola-Bermúdez, G., Khudoley, K., Mikhailoskaya, M., Miroliubov, Y., Novokhatsky, Y., Nuñez-Jimenez, A., Solsona, J., 1964, Geología de Cuba. Editorial Universitaria. La Habana. 239 pags.
- García-Casco, A., Torres Roldán, R., Millán Trujillo, G., 2003, Ejemplos de Aplicación a Metabasitas del Terreno Escambray (Cuba). *Universidad de Granada (Manuscrito inédito).*
- García-Casco, A., Torres-Roldán, R. L., Iturralde-Vinent, M. A., Millán, G., Nuñez Cambra, K., Lazaro, C., Rodriguez Vega, A., 2006, High pressure metamorphism of ophiolites in Cuba. *Geologica Acta, Vol.4, Nº1-2, 2006, 63-88.*
- García-Casco, A., Iturralde-Vinent, M. A., and Pindell, J., 2008, Latest Cretaceous collision/accretion between the Caribbean Plate and Caribean: Origin of metamorphic terranes in the Greater Antilles. *International Geology Review, Vol. 50, 2008, p. 781–809. DOI: 10.2747/0020-6814.50.9.781.*
- García-Casco, A., Iturralde Vinent, M., Bernal, L., 2009, Post Conference Field Trip (March 21-25) Subduction and Arc Complexes of Central Cuba. *Geociencias 2009. La Habana.*
- Godard, G., 2001, Eclogites and their geodynamic interpretation: a history. *Journal of Geodynamics 32 (2001) 165–203.*
- Gorielov, V. E., Gorielova, V. G., Starova, M. M., 1964, Informe sobre el yacimiento Carlota. *Oficina del Fondo Geol. La Habana (Inédito).*
- Grafe, F., Stanek, K. P., Baumann, A., Maresch, W. V., Hames, W. E., Grevel, C. and Millan, G., 2001, Rb-Sr and 40Ar/39Ar Mineral Ages of Granitoid Intrusives in the Mabujina Unit, Central Cuba: Thermal Exhumation History of the Escambray Massif. *The Journal of Geology, Vol. 109, No. 5 (September 2001), pp. 615-631.*
- Greenly, E., 1919, The geology of Anglesey. *Jan Truscott and Son, Ltd. London. 444 pp.*
- Grevel, C., 2000, Druck-und Temperaturentwicklung der metamorphen Deckeneinheiten des Escambray Massives, Kuba (Pressure and temperature history of the metamorphic nappes of the Escambray Massif, Cuba). *Unpublished Dr. rer. nat. Thesis, Ruhr-Universita`t Bochum, Germany.*
- Grevel, C., Maresch, W. V., Stanek, K. P., Grafe, F. and Hoernes, S., 2006, Petrology and geodynamic significance of deerite-bearing metaquartzites from the Escambray Massif, Cuba. *Mineralogical Magazine, October 2006, Vol. 70(5), pp. 545–564.*
- Haczewski, G., 1976, Sedimentological Reconnaissance of the San Cayetano Formation. *Acta Geol. Pol. Vol. 26. No.2. Págs. 331-353. Warszawa.*
- Haczewski, G., 1987, Reconocimiento sedimentológico de la Formación San Cayetano: un margen continental acumulativo en el Jurásico de Cuba occidental. (En: *Pszczółkowski, A., (Editor) 1987. Contribución a la Geología de la Provincia Pinar del Río. Editorial Científico-Técnica, Ciudad de la Habana, p. 228-247).*
- Hallberg, J. A., 1984, A geochemical aid to igneous rock type identification in deeply weathered terrain. *Journal of Geochemical Exploration Volume 20, Issue 1, February 1984, Pages 1-8.*
- Haydutov, S., 1984, Model for the cretaceous geotectonic evolution of Central Cuba. *Contribution of Bulgarian Geology. (Khrishev, Kh.; Nachev, I.; Editors) Bulgary Geol. Soc. pag. 117-125.*
- Haydutov, S., Boyanov, I., Millán, G., 1989, Nuevos aspectos acerca de la génesis del protolito del Complejo Anfibolítico Mabujina, Sur de Cuba central. *1er Congreso Cubano de Geología (Resúmenes).* 97-98.
- Hayes, C.W., Vaughan, T.W., y Spencer, A. C., 1901, Report on a geological reconnaissance of Cuba. *Gov. Print. Off., Washington D.C., 1-123. (Traducido por Pablo Ortega Ros y publicado en el Boletín de Minas 2 de la Secretaría de Agricultura, en 1917.).*
- Hatten, Ch. W., 1957, Geology of Central part Sierra de los Órganos. Pinar del Río Province Cuba. *48 pags. 19 figs. Fondo Geológico Nacional. La Habana. Cuba.*
- Hatten, Ch., W.; Schooler, O. E.; Giedt, N. R. and Meyerhoff, A. A., 1958, Geology of central Cuba, Eastern Las Villas and Western Camaguey provinces, Cuba. *Centro Nac. Fondo Geol., Minist. Indust. Bas., La Habana (Inédito).*
- Hatten, Ch., W., 1967, Principal features of Cuban geology. Discussion. *The A.A.P.G., Bull. Vol. 51. No. 5, pp. 780-803.*
- Hattori, K. and Guillot, S., 2007, Geochemical character of serpentinites associated with high- to ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Alps, Cuba, and the Himalayas: Recycling of elements in subduction zones. *Geophysics, Geosystems. Volume 8, Number 9. Q09010, doi:10.1029/2007GC001594. ISSN: 1525-2027.*
- Herrera N. M., 1961, Contribución a la estratigrafía de la Provincia de Pinar del Río. *Rev. Soc. Cubana de Ingenieros. Vol. LXI. No. 1,2. pags. 2-24.*
- Hill, Patrick. A., 1959, Geology and structure of the north-west Trinidad Mountains, Las Villas Province, Cuba. *Geol. Soc. Amer. Bull., v. 70, p. 1459-1478. Baltimore.*
- Hoedemaecker, Ph. J., 1973, Olisthostromes and other delapsional deposits and their occurrence in the region of Moratalla (Province of Murcia, Spain). *Scripta Geol., No. 19, 207 págs. Leiden, Rijksmuseum van Geologie en Mineralogie.*
- Holland, T.J.B., Powell, R., 1998, An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology 16, 309-343.*
- Hsü K. J., 1968, Principles of melanges and their bearing on the Franciscan Knoxville Paradox. *Geol. Sec. of Am. Bull. V. 79, pp 1063-1074, 2 figs, 2 pls.*
- Hsü, K. J., 1974, Melanges And Their Distinction From Olistostromes. *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation (SP19) (SEPM).*
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences 8, 523-548.*

Iturralde-Vinent, M. A., Millán, G., Korpas, I., Nagy, E., Pajón, J., 1994, Geological interpretation of the Cuban K-Ar database. En M. A. Iturralde-Vinent, editor. *Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba. IUGS/UNESCO. Project 364. Special Contribution N°.1: Págs. 48-69.*

Iturralde-Vinent, M. A., 1994, Geología de las ofiolitas de Cuba. En M. A. Iturralde-Vinent, editor. *Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba. IUGS/UNESCO. Project 364. Special Contribution N°.1: Págs. 83-130.*

Iturralde-Vinent, M., 1998, Sinopsis de la Constitución Geológica de Cuba. *Acta Geológica Hispánica*, v. 33 (1998), n° 1-4, p. 9-56.

Iturralde-Vinent, M. A., 1995, Eventos magmáticos y desarrollo de las cortezas oceánicas del Caribe en el ejemplo de Cuba. *Tesis de Doctorado. Instituto Politécnico Superior J. A. Echevarría. Univ. de La Habana. pp. 103.*

Iturralde-Vinent, M. A., (Editor), 2011, Compendio de Geología de Cuba y del Caribe. *Primera Edición. DVD-ROM. Editorial CITMATEL, La Habana, Cuba.*

Iturralde-Vinent, M. A. (Editor), 2012, Compendio de Geología de Cuba y del Caribe. *Segunda Edición. DVD-ROM. Editorial CITMATEL, La Habana, Cuba.*

Jacobacci, A, 1965, Frane sottomarine nelle formazione geologiche. Interpretatione dei fenomeni olistostromici e degli olistolite nell Appennino e in Sicilia. *Boll. Serv. Geol. Italia*, 86: 65-85, Roma 1965.

Kantchev, Il., Boyanov, I., Goranov, A., Iolkichev, N., Cabrera, R., Kanazirski, M., Popov, N. y Stancheva, M., 1978, Geología de las provincias de Las Villas. Resultado de las investigaciones y levantamiento geológico a escala 1: 250,000 realizados entre 1969 y 1975. *(Inédito). Archivo ONRM, Archivo IGP. C. Habana.*

Khudoley, C. M., Furrázola-Bermúdez, G., 1968, Estratigrafía y fauna del Jurásico de Cuba. *Inst. Cub. de Recursos Minerales. Acad. de Cienc. de Cuba.*

Khudoley, K. M. and Meyerhoff, A. A., 1971, Paleogeography and geological history of Greater Antilles. *Geol. Soc. Am. Mem.* 129, 1-199.

Kretz, R., 1983, Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68, 277-279.

Kumpera, O., y Skvor, V., 1969, Contribution to the information on the geological development and structure of Cuba and the Caribbean region. *Vestnik Oostedniho ustavu geologickeho*, XLIV, pág. 39-51.

Laird, J., Albee, A.L., 1981, High pressure metamorphism in mafic schists from northern Vermont. *American Journal of Science*, 281, 97-126.

Leake, B. E., Woolley, A. R, Arps, Ch. E., Birch, W. D., Gilbert, M. Ch., Grice, J. D., 1997, Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *The Canadian Mineralogist. Vol. 35, pp. 219-246.*

Le Maitre, R.W., Bateman, P., Didek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B., 1989, A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: *Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell Scientific, Oxford.*

Lewis, J. W., 1932, Geology of Cuba (with discussion by R. J. Metcalf). *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 16:533-555.

Linares, E.; Osadchy, P.; Dovbnia, A.; Gil, S.; García, D.; García, L.; Zuazo, A.; González, R.; Bella, V.; Brito, A.; Bush, W.; Cabrera, M.; Capote, C.; Cobiella, J. L.; Díaz de Villalvilla, L.; Eguipko, O.; Evdokimov, Y.; Fonseca, E.; Furrázola-Bermúdez, G.; Hernández, J.; Judoley, C. M.; Kondakov, L.; Markovskiy, A.; Norman, A.; Pérez, M.; Peñalver, L.; Tijomirov, I.; Trofimov, V.; Vtulochkin, A.; Vergara, F.; Zagoskin, A. y Zelepuguin, V., 1985, Mapa geológico de la República de Cuba, escala 1:500 000. *Centro de Investigaciones Geológicas, Minist. Indust. Bas., La Habana.*

Lisitsin, A., 1967, Particularidades en la distribución de los yacimientos sulfurosos de Cuba. *Rev. Tecnol. No.1.*

Lobik, M., Dostal, D., Zinnerhakel, Kleinwachter, M., P., Rodríguez, R., Darías, J. L., Fernández, J., 1986, Informe Final del Levantamiento Geológico 1:100,000. Zona Este. *Oficina Nacional del Fondo Geológico. La Habana. Cuba. (Inédito).*

Loomis, T. P., Ganguly, J., Elphick, S. C., 1985, Experimental determination of cation diffusivities in aluminosilicate garnets. II. Multicomponent simulations and tracer diffusion in aluminosilicate garnets. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 90, 45-51.

Macdonald, G. C., 1977, A re-evaluation of the serpentinites and serpentinized rocks of the Northwest Trinidad Mountains, Las Villas province, Cuba. *Carleton University. Thesis. Ottawa.*

Mainegra, V. A., 1990, Informe mineralógico al proyecto de búsqueda de granate La Belleza. *Arch. Geol. Empresa Geólogo-Minera del Centro. (Inédito).*

Maresch; W. V., Gravel, C., Stanek, K. P., Schertl, H. P. and Carpenter, M., 2012, Multiple growth mechanisms of jadeite in Cuban metabasite. *Eur. J. Mineral. 2012, 24, 217–235.*

Marshall, Daniel, 1996, Ternplot: An excel spreadsheet for ternary diagrams. *Computers and Geosciences, Volume 22, Issue 6, p. 697-699. Elsevier Science Ltd.*

Maximov. A., Grachev, G., Sosa, R., 1968, Geología y minerales útiles de las pendientes nor-occidentales del sistema montañoso Escambray. (inédito). *Oficina Nacional del Fondo Geológico. La Habana. 188 pags. 16 Anexos.*

Medley, E. W., 1994, The Engineering Characterization of Melanges and Similar Block-in-Matrix Rocks (Bimrocks). *Thesis. Doctor of Philosophy. University of California at Berkeley. 338 pp.*

Meinhold, G., 2010, Rutile and its applications in earth sciences. *Earth-Science Reviews Vo. 102, Issues 1–2, September 2010, Pages 1-28.*

Meyerhoff, A. A., Khudoley, K. M., Hatten, C. W., 1969, Geologic Significance of Radiometric Dates from Cuba. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin V. 53, No. 12 (December, 1969), P 2494-2500. 3 Figs., 1 Table.*

Millán, G., 1972, Presencia de grandes estructuras de cabalgamiento en la región metamórfica del Escambray. *Acad. Cienc. Cuba. Bol. Actas* 2, pp 17-18.

Millán, G., 1973, Los dos complejos litológicos existentes en las metamorfitas del Escambray, Prov. de Las Villas. *Boletín Actas No. 3, pp. 39-42, Instituto de Geología. Academia de Ciencias, La Habana.*

Millán, G.; Somin, M. L., 1976, Algunas consideraciones sobre las metamorfitas cubanas. *Serie geológica N° 27. pag. 1-21. Acad. de Cienc. de Cuba. La Habana.*

Millán, G., 1978, Tectónica y metamorfismo de las secuencias mesozoicas de las montañas del Escambray, Cuba (en ruso). C. Sc. *Tesis. Inst. Física de la Tierra. ANSSR, Moscu, 134 pp. (en ruso).*

Millán, G. y Myczynski, R., 1978, Fauna jurásica y consideraciones sobre la edad de las secuencias metamórficas del Escambray. *Acad., de Ciencias de Cuba. Informe Científico Técnico, 80. Págs. 1-14.*

Millán, G., y Somin, M. L., 1981, Litología, estratigrafía, tectónica y metamorfismo del macizo de Escambray. *Editorial Academia. La Habana. 104 páginas.*

Millán, G., Pszczółkowski, A., 1982, Sobre los depósitos más jóvenes de la secuencia metamorfozada del macizo Escambray. *IX Jornada Científica. Inst. de Geol. y Paleont. Academia de Ciencias de Cuba.*

Millán, G. y Somin, M. L., 1985 a, Contribución al conocimiento geológico de las metamorfitas del Escambray y del Purial. *Reporte de Investigación N° 2. IGP. Academia de Ciencias de Cuba. 74 Pág.*

Millán, G. y Somin, M. L., 1985 b, Condiciones geológicas de la constitución de la capa granito-metamórfica de la corteza terrestre de Cuba. *Pub. Esp. Inst. de Geol. y Paleont. La Habana. 83 p.*

Millán, G.; Díaz-Machín, J., 1988, Estudio de factibilidad de la C.H.A. Centro. Variante San Blas (Capítulo sobre las características geológicas de la región): *Instituto de Hidroeconomía (Inédito).*

Millán, G., 1988, La asociación glaucofana-pumpellitina en metagabroides de la faja metamórfica Cangre. *Bol. Geociencias. Vol. 3, No. 1, pp 35-36.*

Millán Trujillo, G., 1990, Evolución de la estructura del Macizo Metamórfico Escambray, Sur de Cuba central. En D. K. Larue y G. Draper (eds.): *Transactions of the 12th Caribbean Geological Conference. St. Croix, U.S. Virgin Island. , Miami Geol. Soc., pp. 82- 94.*

Millán, G., 1992, Posición estratigráfica de las metamorfitas cubanas. *13 Conf. Geol. del Caribe; 1992. P. del Río. Cuba.*

Millán G. y Álvarez Sánchez, H., 1992, Geología del sector de La Sierrita. Macizo Metamórfico Escambray. *IGP La Habana y Empresa de Geología de Santa Clara. Cuba (Informe inédito).*

Millán, G., 1997, Geología del Macizo Metamórfico Escambray. En G. Furrázola-Bermúdez y K. E. Nuñez Cambra (eds.): *Estudios sobre geología de Cuba. Inst. de Geol. y Paleont. Centro Nacional de Información Geológica . La Habana. Pags. 271-289.*

Mossakovski, A., Nekrasov, G., Sokolov, S., 1986, Los complejos metamórficos y el problema del fundamento de la estructura alpina de Cuba. *Geotectonics* 3; 5-24. *(ruso traducido al inglés).*

Muecke, G. K., Pride, C., Sarkar, P., 1979, Rare-earth element geochemistry of regional metamorphic rocks. *Physics and Chemistry of the Earth Volume 11, 1979, Pages 449-464.*

Mullen, E. D., 1983, MnO/TiO₂/P₂O₅: A Minor Element Discriminant for Basaltic Rocks of Oceanic Environments and Its Implications for Petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 62, 53-62.

Nicollet, C. & Andriambololona, D., 1980, Distribution of transition elements in crustal metabasic igneous rocks. *Chemical Geology*, 28, 79 90.

Palmer, R. H., 1945, Outline of the geology of Cuba. *The Journ. of Geology. Vol. 53. No. 1, pp. 1-34.*

Pardo, G., 1953, Geologic exploration. Cuban Gulf Oil Company. *CNFG. La Habana. (ined.)*

Pardo, G., 1954, Cuban Gulf Oil Co. exploration. April 1952 July 1954. *Oficina Nac. Fondo Geol. La habana. pp. 1-79.*

Pardo, G., 1975, Geology of Cuba. In *The Ocean basins and margins*, Alan E. M. Nairn Edit. Francis G. Stehli. Vol. 3: *Caribbean and Gulf of Mexico*, p. 553-613. Plenum Press. New York.

Pardo, G., 2009, Overview, in G. Pardo, The geology of Cuba: *AAPG Studies in Geology Series, no. 58, p. 1–47*

Pavlov, I., 1970, Informe de los trabajos de búsqueda-levantamiento a escala 1:50,000 realizados en 1969-70 en el área comprendida entre las ciudades de Cumanayagua y Fomento (provincia de Las Villas). *Oficina del Fondo Geológico Nacional. La habana.*

Pérez, M., Soto, T., Sukar, K., 1986, Particularidades petrológicas de los granitoides de las provincias villaclareñas. *Serie Geológica, (3): 3-14.*

Petersen, M. D., 1983, The use of the “immobile” elements Zr and Ti in lithogeochemical exploration for massive sulphide deposits in the precambrian pecos greenstone belt of northern New Mexico. *Journal of Geochemical Exploration Volume 19, Issues 1–3, December 1983, Pages 615-617.*

Piotrowska, K., 1972, La tectónica de la Sierra de Los Órganos en el área comprendida entre las localidades de El Cangre, Santo Tomás, Santa Lucía, Baja y San Juan y Martínez. *Actas No. 2, pag. 35-38.*

Piotrowska, K., 1978, Nappe Structure in the Sierra de Los Órganos, western Cuba. *Acta Geol. Polonica, vol. 28, No 1. p 97-170.*

Piotrowski, J., 1977, First manifestations of volcanism in the Cuban geosyncline. *Bulletin de L'Academie Polonaise des Sciences, Serie de Sciences des la Terre, 24 (3-4): 227-234.*

Piotrowski, J., 1977, First manifestations of volcanism in the Cuban geosyncline. *Bulletin de L'Academie Polonaise des Sciences, Serie de Sciences des la Terre, 24 (3-4): 227-234. Versión en Español: En: Pszczółkowski, A., (Editor) 1987. Contribución a la geología de la provincia Pinar del Río. Editorial Científico-Técnica, La Habana, p. 163-169.*

Pszczółkowski, A.; Piotrowska, K.; Myczynski, R.; Piotrowski, J.; Skupinski, A.; Grodzicki, J.; Danilewski, D. y Haczewski, G., 1975, Text o explicativo al mapa geológico a escala 1:250 000 de la provincia de Pinar del Río. *Brigada Cubano- Polaca, Inst. Geol. Paleont., Minist. Indust. Bas., La Habana (Inédito).*

Pszczółkowski, A., 1978, Geosynclinal Sequences of the Cordillera de Guaniguanico in Western Cuba. Their lithostratigraphy facies development and paleogeography. *Acta Geologica Polonica. Vol. 28. N°. 1. 96 pags. 32 figs. 6 pls.).*

Pszczółkowski, A., 1981, El banco carbonatado jurásico de la Sierra de Los Órganos, Provincia de Pinar del Río; su desarrollo y situación paleotectónica. *Ciencias de la Tierra y el Espacio. No. 3. P.37-50.*

Pszczółkowski, A., 1985, Sobre la edad del metamorfismo y la estructura tectónica de la faja Cangre. Provincia de Pinar del Río. Cuba. *Ciencias de la Tierra y el Espacio. No. 10. pags. 31-35.*

Rass, I. T., Aranovich, L. Ya., Korpechkov, D. I., and Kozlovski, V. M., 2014, Geochemistry of Metamorphic Processes in Mafic Rocks of the Krasnaya Guba Area, Belomorian Mobile Belt. *Geochemistry International*, 2014, Vol. 52, No. 8, pp. 670–686. © Pleiades Publishing, Ltd., 2014.

Reynard, B., Ballevre, M., 1988, Coexinting amphiboles in an eclogites from the Western Alps: new constraints on the miscibility gap between sodic and calcic amphiboles. *Journal Met. Geol.*, 6, 333-50.

Rigassi-Studer, D., 1961, Quelques vues nouvelles sur la géologie cubaine. *Extrait de la Revue Chronique des Mines et de la Recherche Minière. No.302, page 3-7.*

Rojas-Agramonte, Y., Kröner, A., García-Casco, A., Iturralde-Vinent, M. A., Wingate, M. T. D., Liu, D. Y., 2006, Geodynamic implications of zircon ages from Cuba. *Geophysical Research Abstracts, Vol. 8, 04943, 2006.*

Rojas-Agramonte, Y; García-Casco, A.; Kröner, A.; Herwartz, D.; Despaigne, A. I.; Wilde, S.; 2012, New geochronological ages (U-Pb/Lu-Hf) from high-pressure rocks of the Escambray terrane and Santa Clara serpentinite mélange, central Cuba. Regional correlations and geodynamic implications. *Geophysical Research Abstracts. Vol. 14, EGU2012-14375-1, 2012. EGU General Assembly 2012.*

Schneider, J., Bosch, D., Monie, P., Guillot, S., García-Casco, A., Lardeaux, J. M., Torres-Roldan, R. L. and Millan Trujillo, G., 2004, Origin and evolution of the Escambray Massif (Central Cuba): an example of HP/LT rocks exhumed during intraoceanic subduction. *J. metamorphic Geol., 2004, 22, 227–247.*

Sengör, A. M. C., 2003, The repeated rediscovery of mélanges and its implications for the possibility and the role of objective evidence in the scientific enterprise. In Dilek, Y. and Newcomb, S. (edit), 2003, *Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought. Geol. Soc. Of Ame. Especial Paper* 373. 504 pp.

Sengün, F., Zack, T., 2016, Application of The Titanium-In-Quartz Thermobarometer to Eclogites from The Biga Peninsula, NW Turkey. *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science* 44 (2016) 042001.

Schwandt, C. S., Cygan, R. T., Henry, R. W., 1996, Ca self-diffusion in grossular garnet. *American Mineralogist*, 81, 448-451.

Shervakova, B.E., Bovenko, V.G., Lutsenko, T.N., y Miroshnichenko, I. P., 1974b, Informe sobre los resultados de observaciones de los aparatos ZEMLIA, MOCT, en el territorio de Cuba. *Empresa de Geofísica. (Inédito).*

Soloviev, O. N., Skidan, S. A., Skidan I. K., Pankratov, A. P. y Khudoley, K, 1964, Comentarios sobre el Mapa gravimétrico de la Isla de Cuba. *Rev. Tecnológica. V. 2. no. 2. pp. 8-19.*

Somin, M. L. y Millán, G., 1969, Cuestiones principales de la geología de los complejos metamórficos de Cuba. *Bol. Soc. Moscovita Inv. Nat. Ser. Geol. No. 4. Moscú (en ruso).*

Somin, M. L. y Millán, G., 1972, Los complejos metamórficos de Pinos, Escambray y Oriente en Cuba y sus edades. (en idioma ruso). *Известия. СССР.5, 48-57.*

Somin, M. L. y Millán, G., 1974, informe sobre los trabajos de campo del periodo 1973-1974. *Manuscrito Arch. Inst. de Geología y Paleontología. La Habana. (Inédito).*

Somin, M. L., 1975, Apo-eclogite and glaucophanic rocks in southern of Central Cuba: *Doklady ANSSSR, Vol. 221, No. 2, pp. 454-457.*

Somin, M.L., Dobretsov, N.L., Lavrentiev, Y.G., y Millán-Trujillo, G., 1975, Las rocas glaucofánicas y apoeclógicas en Cuba Sur Central. *Dokladi Akad. Nauk. SSSR, 21 (2): 454-457. (en Ruso).*

Somin, M. L. y Millán, G., 1976, El complejo Anfibolítico de Cuba Sur Central y los problemas de la posición tectónica de la serie eugeosinclinal de la isla. *Bol. Sec. Moscovita de Amantes de la Naturaleza, Geol., 5, p. 73-93 (en ruso).*

Somin, M. L. y Millán, G., 1977, Sobre la edad de las rocas metamórficas cubanas. *Informe Científico-Técnico No. 2. Inst. de Geol. y Paleont. La Habana.*

Somin M. L., 1979, Tectónica de Cuba. Ideas basadas en el estudio de sus complejos metamórficos. *VIII Jornada Científica del Inst. de Geología de la Acad. de Ciencias de Cuba (resúmenes).*

Somin, M. L., Millán, G., 1981, Geología de los complejos metamórficos de Cuba (Geologia metamorphisheskich kompleksov, Kuby). *Isdatelstvo Nauka, Moscú*, 219 pp (en ruso).

Somin, M. L., Arakelians, M. M., Kolesnikov, E. M., 1992, Age and tectonic significance of high-pressure metamorphic rocks of Cuba. *International Geology Review*, 34, No. 2, pp. 105-118.

Somin, M. L., Mattinson, J. M., Rodionov, N. V., Berezhnaya, N.G., Kröner, A., Konilov, A. N., & Sergeev, S. A., 2005, The Arroyo Charcon, an unusual eclogite from the Escambray massif, Cuba: Petrology and zirconology. *Mitt. Österr. Miner. Ges.* 150 (2005).

Somin, M. L., Konilov, A. N., Kröner, A., Mattinson, J., Rodionov, N.V., Bereshnaya N.V., 2009, ZR eclogites of Eskambray complex (Cuba). *Isotopic systems and timing of geological processes. Abstracts of IV All-Russian meeting on isotopic geochronology*.

Spear, F.J. 1993, Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. *Mineralogical Society of America Monograph. Washington D.C.* 799 p.

Sommer, M., 2009, Late Cretaceous to Miocene tectonic reconstruction of the northwestern Caribbean- regional analysis of Cuban geology. *These rerum naturalium. Fakultät der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald*. 125 p.

Stanik, E., Ching, R., Chaloupsky, J., Suchanek, J., Schovanik, P., Valecka, J., Koverdysnsky, B., Mlcoch, B., Zoubek, J., Vazquez, C., Mañour, J., Vyjidak, B., Holak, J., Prochazka, J., Eisenreich, M., 1981, Informe del levantamiento geológico, geoquímico y trabajos geofísicos, realizados en la parte Sur de Cuba Central, en las Provincias Cienfuegos, Sancti Spiritus y Villa Clara. *Centro Nacional del Fondo Geológico. La Habana. Cuba.* 555 pags. (Inédito).

Stanek, K. P., and Cabrera, R., 1992, Tectono-magmatic development of Central Cuba. *Zbl. Geol. Palaeont. Teil I*, 1991 (6): 1571-1580; Stuttgart.

Stanek, K. P., Maresch, W. V., Grafe, F., Grevel, Ch., Baumann, A., 2006, Structure, tectonics and metamorphic development of the Sancti Spiritus dome (Eastern Escambray Massif, Central Cuba). *Geologica Acta. Vol. 4. Nos. 1-2. pp. 151-170*.

Stanek, K.P., Maresch, W.V., Scherer, E., Krebs, M., Berndt, J., Sergeev, S.S., Rodionov, N., Pfänder, J., Hames, W.E., 2018, Born in the Pacific and raised in the Caribbean: construction of the Escambray nappe stack, central Cuba. A Review. *European Journal of Mineralogy · July 2018*.

Starova, M., y Gorielov, V., 1965. Mineralogía y problemas de génesis del yacimiento Carlota. *Tecnológica*, 3 (5): 24-33.

Swarbrick, R. E. & Naylor, M. A., 1980, The Kathikas mélange, SW Cyprus: late Cretaceous submarine debris flows. *Sedimentology*, V. 27, I 1, pags. 63-78.

Zelepuguin, V., Fonseca, E., Díaz de Villalvilla, L., 1982, Asociaciones vulcanógenas de la Provincia de Pinar del Río. *Serie Geológica. Centro de Investigaciones Geológicas. Vol. 6. pags. 42-74*.

Tijomirov, I., Semionov, Y., Lisitsin, S., 1968, Magmatismo intrusivo y metalogenia de Cuba. (inédito) *Centro Nacional del Fondo Geológico. La Habana. Cuba*.

Thiadens, A. A., 1937, Geology of the southern part of the province Santa Clara (Las Villas) Cuba. *Geog. Geol. Mededeelingen, Phys. Geol. Reeks, Nº 12, Min. geol. Inst. Rijksuniv; pp. 1-69. Utrecht*.

Tolkunov, A. E., Bolotin, I. A., Cabrera, R., Maximov, A. A., Zarianov, D. P., 1974, Regularidades de la distribución y condiciones de formación de los yacimientos tipo “Lentes piritosas” en el anticlinorio de Trinidad. *En: Geología de los yacimientos minerales útiles de Cuba. Publicación Especial Número 3, Instituto de Geología y Paleontología, Academia de Ciencias de Cuba, La Habana*.

Torre y Huerta, C. de la, 1909, Excursión científica a Viñales, descubrimiento de ammonites del período Jurásico en Cuba. *Anales Acad. Ciencias Méd., Físicas y Naturales. La Habana, p. 187-191*.

Torre y Huerta, C. de la, 1910, Comprobaton de l’existence d’un horizon Jurassique dans la région occidentale de Cuba. *Compte Rendu, Congrès géologique International, XL, pp. 1021-1022*.

Torres-Roldán, R. L., García-Casco, A., García-Sánchez, P. A., 2000. CSpace: An integrated workplace for the graphical and algebraic analysis of phase assemblages on 32-bit Wintel platforms. *Computers and Geosciences*, 26, 779-793.

Truitt, P. and Brönnimann, P., 1955, Preliminary report on the geology of the Viñales area, Pinar del Río province. *Centro Nac. Fondo Geol., Minist. Indust. Bas., La Habana (inédito)*.

Van Baalen, M.R., 1993, Titanium mobility in metamorphic systems: A review: *Chemical Geology*, v. 110, p. 233–249. doi:10.1016/0009-2541(93)90256-I

Vasilev, E. (redactor); Adyarska, S., Cheleviev, E., Dimitrova, E., Dundalov, T., Ganev, M., Guerdyikov, S., Kunov, A., Mateva, K., Mijailova, L., Nedialkova, S., Petkov, N., Petrova, A., Vasileva, V., Velichkov, D., Viktorov, A., Arcial, F., Borjas, A., Ching, R., Dárias, J. L., Díaz de T., F., Oña, R., Pavón, J., Pérez, A., Pérez, M., Pichardo, L.,

Van Baalen, M.R., 1993, Titanium mobility in metamorphic systems: A review: *Chemical Geology*, v. 110, p. 233–249. doi:10.1016/0009-2541(93)90256-I

Vázquez, C., 1989, Levantamiento geológico 1:50 000 y Búsqueda Norte Las Villas II Jíbaro Báez. *CNFG. La Habana, (inédito)*.

Vermunt L. W. J., 1937, Geology of the Province of Pinar del Río, Cuba. *Geogr. Geol. Mededeel, Utrecht, Phys. Geol. Reeks No. 13 pp 1-60, 3 lam. 2 map*.

Wakabayashi, J., 2008, Franciscan Complex, California; Problems in recognition of mélanges, and the gap between research knowledge and professional practice. *ARMA 08-357*.

Wakabayashi, J. and Dilek, Y., 2011, Introduction: Characteristics and tectonic settings of mélanges, and their significance for societal and engineering problems. *Geological Society of America Special Papers 2011;480;v-x doi: 10.1130/2011.2480(00)*.

Watson, E. B., Wark, D.A., Thomas, J. B., 2006, Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib Mineral Petrol (2006) 151: 413–433*.

Weyl, R., 1950, Die geologische Geschichte des Antillen-Bogens unter besonderer Berücksichtigung der Cordillera Central von Santo Domingo, N. Jahrb. *Geol. Pal. Abh. pp. 137-242. 13 figs. 7 tpls*.

Zelenka, P., Lobik, M., Parizek, A., Woller, F., Dublan, L., Elecko, M., Kudlik, O., Molak, B., Sueska, V., Lledías Díaz, J. P., Silverio Pérez, M., Darías Coca, J., Rodríguez Romero, M., 1990, Levantamiento Geológico Escambray II. 1: 100,000. Zona Oeste. *Oficina Nacional del Fondo Geológico. La Habana. Cuba. (inédito)*.

Litoestratigrafía del macizo metamórfico Escambray. Volumen 2

Humberto Álvarez Sánchez (1) y Luís Bernal Rodríguez (2)

1. Miramar Mining Corp. República de Panamá. Geólogo de las Expediciones Escambray. 2. Instituto de Geología y Paleontología de la República de Cuba. Geólogo de las Expediciones Escambray.

1. geodoxo@gmail.com. **2** bernal560213@gmail.com

EXORDIO

Se presenta el segundo volumen de la obra Litoestratigrafía del Macizo Metamórfico Escambray de Cuba central. Contiene una descripción detallada y formal de la composición de la parte media de la columna estratigráfica del macizo metamórfico que contiene al Grupo San Juan. Integrado por varias formaciones principalmente carbonatadas y abarca el intervalo desde el Oxfordiano hasta el Cretácico Inferior. Los autores desean enfatizar que al igual que el primer volumen, el presente segundo volumen sintetiza un conocimiento acumulado durante decenios, de cartografía y estudios temáticos realizados en esta compleja región por dos expediciones de Cuba-Checoslovaquia y las investigaciones paralelas de los institutos cubanos. Una gran parte de los principales resultados nunca se han publicado, razón que en gran medida estimula el esfuerzo de los autores. Esperamos que este trabajo sea útil para consulta de los investigadores, instituciones universitarias, institutos de investigación de ciencias de la tierra y estudiantes avanzados.

Una exposición ordenada de la estratigrafía del Macizo Metamórfico del Escambray es una necesidad apremiante. Se preparan en Cuba actividades para completar la base geológica 1:50,000 de su territorio. Los mapas geológicos del Escambray no superan la escala 1:100,000 y los requisitos para cumplirla no fue posible alcanzarlos en un territorio cuya complejidad geológica es proverbial.

En los últimos años, finalizados los trabajos de cartografía por el Servicio Geológico de Cuba en 1992; surge una literatura académica; que a menudo ignora los resultados alcanzados por las expediciones Escambray. Algunos, con cierta obstinada pertinacia, niegan la litoestratigrafía cartografiada por diferentes geólogos. Dotadas con parámetros dimensionales medidos, edades determinadas por pruebas paleontológicas y palinológicas y seguidas en el campo en sus relaciones, extensiones y contactos; estas formaciones litoestratigráficas pueden observarse en secciones continuas, dentro de mantos tectónicos que contienen su propia columna estratigráfico-facial y los datos que las identifican forman hoy la base del conocimiento geológico del Escambray. La mayor parte de las unidades del Escambray son de un metamorfismo de alta presión, pero de bajo grado metamórfico. Incluso las que alcanzaron metamorfismo ecológico conservan su secuencia estratigráfica original en todas las unidades del Escambray.

9. LITOESTRATIGRAFÍA DE LA SECCION CENTRAL DEL MACIZO METAMORFICO ESCAMBRAY.

9.1. Grupo San Juan.

Historia.

La estratigrafía de las rocas calcáreas ampliamente propagadas en el macizo del Escambray, comenzó a determinarse en su nomenclatura y posición al inicio de la década del 70 del pasado siglo. El término “Complejo Carbonatado-Terrígeno” (Somin y Millán, 1969; 1972) abarcador del total del corte estratigráfico, fue sustituido por Millán y Somin (1981) por un esquema litoestratigráfico, estableciéndose las formalidades para la reunión de los mármoles bajo el concepto de Grupo San Juan; integrado por las Formaciones independientes Narciso, Saúco; Mayarí y Collantes, por ese orden sucesivo.

Más tarde se añadió al Grupo San Juan la Formación Vega del Café (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, *ined.*); formalizada en el Léxico Estratigráfico de Cuba (Franco Álvarez *et al.*, 1992, 1ra Edición), considerada por sus autores como la formación cimera del Grupo. En la actualidad el Grupo San Juan es una unidad aceptada por el Léxico Estratigráfico de Cuba y un elemento clave para la correlación estratigráfica entre macizos distantes de la isla, principalmente con la Cordillera de Guaniguanico de Cuba occidental.

Continuidad vertical del Grupo San Juan.

Los estudios estratigráficos de esta gran unidad deben continuar. Varios problemas deben solucionarse y algunos conceptos de las formaciones, aún no satisfacen por completo ciertos requisitos para su formalización. Con gran frecuencia los mármoles están despegados de sus contactos originales. El plegamiento, la recrystalización y la metasomatosis se intensifican en sectores, provocando una considerable pérdida tipomórfica, creándose dificultades para la cartografía. No existe una columna estratigráfica continua y consecutiva de todas las formaciones de mármoles en el Escambray. Tampoco en la Sierra de Los Órganos de Cuba occidental, correlativo estrecho del Escambray, existe una secuencia consecutiva de su columna estratigráfica intermedia. En ambos dominios la tectónica de nappes, aunque más complicada en el Escambray, ha fragmentado sus columnas de materiales rígidos en unidades de nappe, con perfiles estratigráficos faciales propios en los dos macizos. Pero en el Escambray dichas unidades consisten de “**zonas metamórficas-nappe**”, cuales se plegaron fuertemente, a menudo con inversiones completas de su corte estratigráfico; complicaciones que demandan un trabajo delicado y paciente para el establecimiento de sus límites.

Este patrón en el desarrollo estructural del Escambray es la causa de la frecuente falta de continuidad lateral de corridas de mármoles, que parecen diferentes a otros cuerpos de mármoles en contacto lateral y contiguo. Interpretados estos contactos como extremas fragmentaciones en un mismo plano y así llamados a menudo como “*mélanges*”; con la misma frecuencia se omite en las interpretaciones la presencia de pliegues recumbentes, grandes campos de budinas y fallas de toda clase de importancia y estilo que sesgan este macizo en diversas direcciones; privilegiando explicaciones extremas cuando a menudo se está en presencia de diferentes unidades tectónicas en contacto. Es así que la existencia de solo partes del corte del Grupo San Juan con reducción radical de sus cortes o cambios bruscos en sus características distintivas se explican a partir del estilo tectónico de este territorio.

En la construcción del concepto Grupo San Juan, surge la cuestión de la Formación Cobrito (Millán y Somin, 1985a); cuya posición estratigráfica y relaciones originales con los mármoles necesita discutirse. Primero supuesta como equivalente del Grupo San Juan (Somin y Millán, 1981) y más tarde asociada al Grupo Naranjo (Millán y Somin, 1985a); ocupa la misma posición de los mármoles sobre las formaciones metaterrígenas.

En este trabajo la Formación Cobrito se integra al Grupo San Juan; interpretada como un equivalente lateral de los mármoles depositada en una gran cuenca calcárea, análoga al banco carbonatado de la Sierra de Los Órganos (Pszczółkowski, 1981), pero en un segmento de dicha paleoestructura con las evidencias de un vulcanismo considerable por su volumen y una influencia terrígena de mayor intensidad, así como una inestabilidad tectónica acentuada.

No obstante la complejidad estructural, desconexión entre unidades con diferentes perfiles estratigráficos, escasez de fósiles reconocibles y las dudas derivadas de sus edades; el Grupo San Juan admite una construcción secuencial.

Es un hecho comprobado que las Formaciones Narciso y Saúco, de la base del Grupo San Juan, descansan estratigráficamente sobre los metaterrígenos de la Formación La Chispa en la parte central y meridional de la Cúpula de Trinidad. Esta sección se puede considerar por completo equivalente a los cortes clásicos de la Sierra de Los Órganos, en la parte superior de la Formación San Cayetano, en el paso hacia la Formación Jagua, en el intervalo Jurásico Inferior a Oxfordiano Medio.

A pesar de nuestro conocimiento sobre el despegue por cizallamiento entre varias de estas unidades a causa de su competencia contrastante y su sobrecorrimiento y plegamiento junto con sus yacientes tectónicos y su posición frecuente en cortes invertidos (**Figura 68**); se ha comprobado la conservación de contactos estratigráficos normales o de transición entre la Formación Vega del Café, de la parte superior del Grupo San Juan, con la sección inferior del Grupo La Sierrita; más a menudo con la Formación Los Cedros, seguida de las Formaciones Yaguanabo y El Tambor, por ese orden (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992).

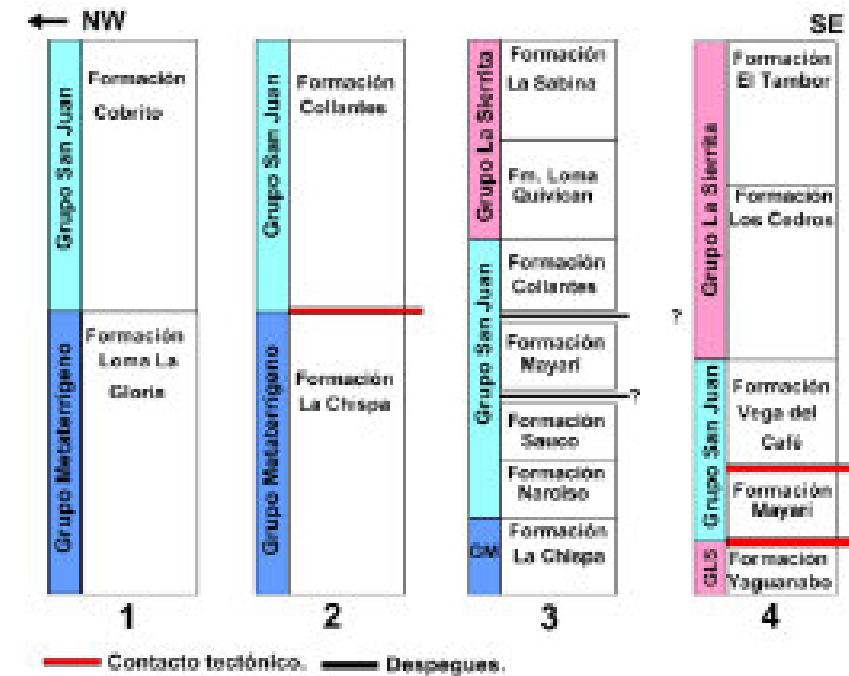


Figura.68. Algunas variantes de la posición y relaciones del Grupo San Juan en secciones transversales de la Cúpula de Trinidad: 1-Periferia. 2-Centro (Topes de Collantes). 3-Región centro-oriental. 4-Región suroccidental. La posición respectiva de estas formaciones puede cambiar de lugar a lugar (Gráfica H. Álvarez. 1992).

Estas relaciones se observan con seguridad en unidades de la región SW de la Cúpula de Trinidad, demostrativas de un orden vertical del Grupo San Juan en formaciones independientes, en parte fechadas por paleontología o por sus contactos parietales. De tal suerte y por otras varias causas, el concepto “litodema” no es aplicable en este caso a las unidades del Grupo San Juan, como lo describen algunos (*e. g.* Iturralde-Vinent, 2011, 2012).

Por tanto, el conocimiento existente hace difícil dudar sobre la posición estratigráfica intermedia del Grupo San Juan en el Escambray y su continuidad vertical y es poco probable, aunque no imposible, la modificación sustancial de la arquitectura propuesta en el orden estratigráfico de San Juan en el futuro. Es así que se consolida la composición del corte estratigráfico tripartito del Macizo Metamórfico Escambray con fuerte analogía en su desarrollo geológico y altamente probable comunidad paleogeográfica, con la Cordillera de Guaniguanico; en especial con la Sierra de Los Órganos.

Algunas propiedades generales de los mármoles.

Los mármoles se dividen en dos grandes grupos: Mármoles con CaCO₃ mayor de 90% con otros minerales en cantidades poco significativas (cuarzo, moscovita, grafito (hasta 7%) y metálicos; rocas más características de las Formaciones Narciso, Saúco y Mayarí (**Tabla XV**); y mármoles impuros (por silicatos en gran parte) que contienen CaCO₃ entre 50 y 90%, con clorita esfena, rutilo, epidota y anfíbol accesorios y albita, sobre 5%, de rareza 10% y

granate en sitios más recristalizados; característicos de los mármoles Collantes, en el contacto con la Formación Loma Quivacán. Los esquistos calcáreos y mármoles impuros de la Formación Cobrito difieren de los mármoles propiamente dichos por su complejidad mineralógica. En ellos pueden encontrarse con frecuencia granate, albita, clinozoisita, clinopiroxeno, apatito, glaucofana y moscovita. Las capas de mármoles incluidas en las secciones de esquistos calcáreos suelen presentar igual asociación, contener mucho cuarzo detrítico y ser de grano más grueso con fenómenos de carbonatización. Estos procesos transformaron diferentes esquistos en mármoles secundarios. En general los esquistos calcáreos de Cobrito y parte de sus paquetes de mármoles parecen derivados de protolitos de margas, calcarenitas y calizas aleuríticas (Souчек, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986). La densidad media de los mármoles del Grupo San Juan sin diferenciar entre formaciones integrantes es de 2.66 ton/m³ (Lledíaz, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986).

Tabla. XV. Óxidos de los mármoles de San Juan.

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	N ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	MnO	ppi
9.82	2.57	1.36	0.12	45.41	1.78	0.71	0.45	0.33	0.04	0.14	36.88
9.94	2.07	1.38	0.20	47.02	0.55	0.71	0.37	0.33	0.047	0.51	37.06

Origen del nombre.

El nombre del Grupo se debe a Ch. W. Hatten¹ (1958) quien de forma general así denominó a los mármoles aflorados en el Macizo Metamórfico Escambray sin proponer divisiones internas en unidades de menor jerarquía. Se deriva del Pico de San Juan; elevación máxima del Macizo de Guamuhaya (Escambray) con 1,156 m s. n. m, en la parte central de la Cúpula de Trinidad.

Redescripción.

La primera redescripción del Grupo San Juan fue realizada por Millán y Somin, 1981; con la integración en el concepto de las Formaciones Narciso; Saúco; Mayarí y Collantes.

Redefinición.

En este trabajo el Grupo San Juan se redefine² mediante la inclusión en su contenido de las Formaciones Cobrito (Millán y Somin, 1985a) con el Miembro La Horqueta (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992 *ined.*) y la Formación Vega del Café (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992 *ined* y en Franco Álvarez³ *et al.*, 1992, *ined.*).

Sinónimos.

"Series of Crystalline Schists" (Thiadens, 1937); "Crystalline Schists of the Trinidad Series" (Hatten *et al.*, 1958 *ined.*). Serie Trinidad-Sancti Spiritus (Rigassi-Studer, 1961). Trinidad Formation (Khudoley y Meyerhoff, 1971). Complejo Carbonatado Terrígeno (Somin y Millán, 1972). Formación San Juan (Chaloupsky 1976, en Stanik *et al.*, 1981 *ined*).

Extensión geográfica.

El Grupo San Juan se extiende en las Alturas de Trinidad (occidente) y Alturas de Sancti Spiritus (oriente); provincias de Villa Clara (**Figura 69**), Sancti Spiritus (**Figura 70**) y Cienfuegos (**Figura 3**; Volumen Uno). Se distribuye a manera de franjas, concéntricas respecto al borde las cúpulas; llamada “estructura de bastidor” (Molak y Bernal, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986); clara consecuencia del mecanismo de superposición de los nappes de mayor grado

¹ En: Hatten, Ch., W.; Schooler, O. E.; Giedt, N. R. and Meyerhoff, A. A., 1958, Geology of central Cuba, Eastern Las Villas and Western Camaguey provinces, Cuba. Centro Nac. Fondo Geol., Minist. Indust. Bas., La Habana (inédito).
² Según Código Estratigráfico de Cuba. Artículo 16. Epígrafe 16.1. Edición IGP 2014.
³ Léxico Estratigráfico de Cuba (1era Edición, 1992).

metamórfico, superpuestos a las estructuras internas menos metamorfizadas, “arregladas” por el levantamiento cupuliforme.

9.1.1. Formación Narciso.

Autores.

G. Millán y M. L. Somin (1981a).

Nombre.

Del arroyo Narciso, en la región SW de la Cúpula de Trinidad (**v. Figura 71**).

Sinónimos.

“Series of Crystalline Schists" (Thiadens, 1937); San Juan Marbles (Hatten *et al.*, 1958). Carbonate Rocks (Hill, 1959). Formación San Juan (Stanik *et al.*, 1981).



Figura.69. Mármoles de la Formación Collantes en el Valle de Jibacoa, Provincia de Villa Clara. Vista hacia el norte del Macizo de la Loma de Los Guapos-Pico Blanco. Cúpula de Trinidad.



Figura.70. Mármoles del Grupo San Juan en las Lomas de Banao. Provincia de Sancti Spiritus. Sur de la Cúpula de Sancti Spiritus. (Fuente: Revista Trabajadores. 4 de Junio 2017).

Área Tipo y extensión.

La Formación Narciso es característica del SW de la Cúpula de Trinidad, en la provincia de Cienfuegos; donde se conservan relaciones estratigráficas comprobadas con la Formación La Chispa (Miembro La Llagagua). Parece limitada a las áreas S y SW de la Cúpula de Trinidad y en general a la misma cúpula. No obstante, es una división de gran importancia en la estratigrafía del Escambray. En ella Millán y Myczynski (1979) encontraron ammonites en calizas cristalinas, yacentes en contacto normal sobre una sección terrígena de bajo grado metamórfico, muy semejante a los cortes de la Formación San Cayetano del Jurásico de Cuba occidental. El reconocimiento de esta formación es problemática en otras áreas al norte y al NE de la localidad El Naranjo, situada cerca del centro de la Cúpula de Trinidad.

Localidad Tipo.

La Localidad Tipo fue seleccionada al NE del caserío Yaguanabo sobre la falda de las elevaciones situadas al occidente del terraplén Yaguanabo-El Saúco y en la margen derecha del arroyo Narciso; dentro de la Zona Metamórfica 1 (de Stanik *et al.*, 1981). Las coordenadas Lambert del sitio son: Norte 231.650 y Este 586.375. Hoja Topes de Collantes 1: 50,000. ICGC. (Figura 71). Millán y Somin (1981a) refieren una localidad cotipo para la Formación Narciso en las coordenadas N 227.66 y E 600.90. Hoja Topes de Collantes (4181-I), situada a 350 m al norte de la Curva del Muerto (v. Figura 5 de Millán y Myczynski), en la carretera Topes de Collantes-Trinidad. En esta localidad la carretera corta mármoles muy similares a los típicos de Narciso con abundantes restos de fósiles irreconocibles probablemente derivados de conchas de ammonites (Millán y Myczynski, 1980).

Composición litológica.

Integrada por mármoles beige, gris claro y oscuro, azulosos o con tonalidades rosáceas; parecen derivarse de un protolito de calizas micríticas, relativamente libres de sustancias bituminosas. A la percusión no revelan la fetidez típica de otros mármoles similares. La estratificación es manifiesta y a menudo muestran una fina laminación paralela. Son de grano fino por lo general, impuros y cuarzosos, probablemente por el aporte de material detrítico

fino, sobre todo en la sección inferior donde contactan con metaareniscas de La Llagagua, de muy bajo grado metamórfico.

Los mármoles de Narciso no contienen metapedernales ni otras inclusiones rocosas en sus cortes típicos y son poco esquistosos, aunque contienen intercalaciones con mucho material detrítico. Sin embargo en los alrededores del poblado de La Felicidad, en las secciones muy próximas al contacto con la Formación La Chispa, se reportaron intercalaciones de metabasitas con paquetes de mármoles típicos del Grupo San Juan (Millán y Somin, 1985a) en mármoles que podrían pertenecer a la Formación Narciso.

La parte inferior de Narciso es muy parecida a la Formación Jagua del Oxfordiano (Miembro Jagua Vieja; Herrera, 1961) de la Sierra de Los Órganos. La parte superior definida como la Formación Saúco (Millán y Myczyński 1980), con capas gruesas de calizas cristalinas gris oscuro recuerda mucho al Miembro San Vicente (Oxfordiano Superior-Tithoniano Inferior) de la Formación Guasasa (Herrera, 1961) extendida desde el Oxfordiano Superior hasta Cretácico temprano.

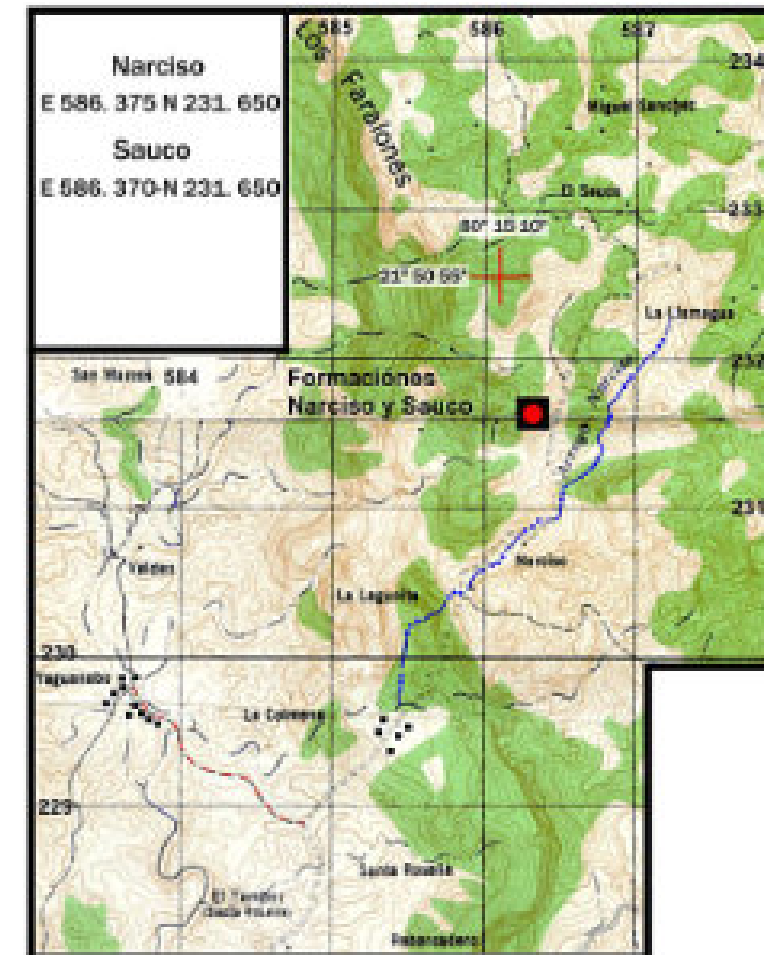


Figura.71 .Localidades Tipo de las Formaciones Narciso y Saúco. Área Tipo de las Formaciones. Hoja Topes de Collantes 1: 50,000. ICGC. Coordenadas Lambert (Gráfica H. Álvarez.).

Espesor.

El espesor observado no es mayor de 40 m. En el relieve, Narciso se destaca por pequeñas elevaciones y cuevas con formas kársticas localmente desarrolladas (Figura 72).

Edad.

Se encontraron dos niveles de ammonites en la Formación Narciso. El más bajo a unos 15 m del contacto con los metaterrígenos contenía un ejemplar de *Perisphinctes* Waagen y el más alto a 10 m arriba del anterior reveló

numerosos ammonites del género *Mirosphinctes* sp (*Mirosphinctes* Schindewolf), índice del Oxfordiano Medio parte alta (Millán y Myczyński 1980; Millán y Somin 1981a; 1985a). (Figura 73). Millán y Myczyński, 1980 y Millán y Somin, 1981, describen estratos intercalados de una metasilita formada por una coquina mal preservada⁴ de *pelecipoda* en la parte superior de los esquistos metaterrígenos. No está claro si estas capas se observan en el contacto con la Formación Narciso, aunque son frecuentes en la región sur de la Cúpula de Trinidad y son conocidas en los contactos de las Formaciones Jagua y San Cayetano de la Sierra de Los Órganos.



Figura.72. Contacto estratigráfico de la Formación Narciso (Oxfordiano del Grupo San Juan) sobre la Formación La Chispa (Miembro La Llamagua). En la margen derecha del Arroyo Narciso, parte meridional de la Cúpula de Trinidad. (Foto de L. Bernal. Inst. Geol. Paleont. La Habana).

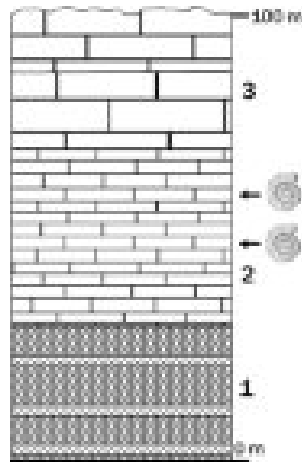


Figura.73. Esquema litológico de la sección con los ammonites del Oxfordiano encontrados en la Formación Narciso, al NE de Yaguanabo. 1- Rocas metaterrígenas similares a la Formación San Cayetano de la Cordillera de Guaniguanico de Cuba occidental. 2- Intervalo de calizas cristalinas con ammonites. 3- Calizas cristalinas azulosas parecidas al Miembro San Vicente de la Formación Guasasa (según la Figura 3 de Millán y Myczyński, 1980). (Gráfica H. Álvarez.).

⁴ Thin interbeds of dark-blue crystalline limestones and silicified coquina sandstones occur in some profiles (in their stratigraphically highest parts) of the Escambray metasedimentary formation. Chips of pelecypod shells occasionally occur in those rocks. In the uppermost part of the San Cayetano Formation in the Sierra de los Organos, thin interbeds of dark-blue thin-bedded limestones that contain thin interlayer's of silicified coquinas are frequent. Those limestones usually terminate the San Cayetano Formation.... Millán y Myczyński, 1980.

Relaciones estratigráficas.

La Formación Narciso es la base del Grupo San Juan en la parte sur del centro de la Cúpula de Trinidad. Yace sobre las metaareniscas poco metamorfizadas de La Llamagua (Formación La Chispa), dando inicio al corte calcáreo de los mármoles del Escambray. En la zona del Arroyo Narciso y en el Saúco, al NE de Yaguanabo, la Formación Narciso está cubierta por la Formación Saúco. Los límites estratigráficos entre las tres Formaciones se definen con claridad.

9.1.2. Formación Saúco.

Autores.

G. Millán y M. L. Somin (1981a).

Nombre.

El Saúco es nombre de una localidad cercana al NNE del Arroyo Narciso, en la región SW de la Cúpula de Trinidad.

Sinónimos.

San Juan Marbles (Hatten *et al.*, 1958). Carbonate Rocks (Hill, 1959). Formación San Juan (Stanik *et al.*, 1981).

Extensión.

La Formación Saúco parece muy poco extendida o borrada por erosión de gran parte del SW de la Cúpula de Trinidad. La posibilidad de individualizarla en sectores de mayor grado metamórfico es difícil, disminuyendo considerablemente su utilidad en la cartografía. A través de su contacto normal con la Formación Narciso fue establecida su posición estratigráfica.

Localidad Tipo.

La Formación Saúco fue separada en el corte de los mármoles de la misma localidad de la Formación Narciso, a 3,5 km al ENE de Yaguanabo y 3,5 km al SW del caserío El Naranjo, en la margen derecha del Arroyo Narciso (Millán y Somin, 1981) (véase la Figura 71). Su holoestratotipo, por tanto, coincide con el de la Formación Narciso ya que ambas yacen en un corte continuo. Las coordenadas Lambert son: N 586. 37º y E 231. 650. Hoja Topes de Collantes 4181 I.

Composición litológica.

Saúco consiste de una sección derivada de calizas oscuras de estratificación gruesa, convertidas en mármoles grises, gris azulado a gris oscuro hasta casi negros. Son de grano fino y forman estratos desde centímetros hasta varios metros, incluso pueden ser de aspecto masivo. A la percusión despiden un fuerte olor sulfhídrico; sobre todo en las capas acompañadas de intercalaciones de grafito casi puro. De acuerdo con Millán y Somin (1981a) estos mármoles no contienen intercalaciones de metapedernal en capas o en nódulos o de otras rocas no calcáreas. Esta Formación es similar al Miembro Zacarías (Wierzbowski en Pszczółkowski *et al.*, 1975; Wierzbowski, 1976) de la Formación Jagua (Palmer, 1945) de la Sierra de Los Órganos de Cuba occidental.

Relaciones estratigráficas.

Saúco descansa sobre Narciso en el perfil típico de esa Formación, en contacto normal.

Edad.

¿Oxfordiano Superior-Tithoniano Inferior?

Espesor.

Parte superior erosionada.

9.1.3. Formación Mayarí.

Autores.

G. Millán y M. L. Somin (1981a).

Nombre.

Mayarí es el nombre de una pequeña comunidad y Aserrío en la parte central de la Cúpula de Trinidad, en la carretera Topes de Collantes-La Sierrita.

Sinónimos.

San Juan Marbles (Hatten *et al.*, 1958). Carbonate Rocks (Hill, 1959). Facies Ambrosio de la Formación San Juan (B. Koverdinsky, en Stanik *et al.*, 1981).

Localidad Tipo.

La Formación Mayarí tiene su afloramiento típico en el poblado de Mayarí, junto a la carretera asfaltada La Sierrita-Topes de Collantes, con centro en las coordenadas Norte 238.10 y Este 589.60. Hoja Topes de Collantes. 1:50,000. ICGC (**Figura 74**). Esta localidad es limítrofe con los vastos afloramientos de los mármoles en la parte central de la Cúpula de Trinidad, a menos de 3 km del Pico de San Juan.

Composición litológica.

Mayarí se compone de mármol gris a gris oscuro o azulado, hasta casi negro. Son muy foliados, de grano fino, a grueso en ocasiones. Están bien estratificados en capas generalmente finas y regulares (**Figura 75**), aunque pueden tornarse gruesas y formar paquetes así caracterizados. Contienen tanto grafito en fractura fresca que mancha los dedos; profuso en superficies pizarrosas o en lechos de varios centímetros, separados de otros menos grafiticos. Son fétidos a la percusión y bien estratificados. Entre los estratos bien delimitados aparecen metasilicitas (metachert) en capas o nódulos (flint) (Millán y Somin, 1981). En la región al norte de la cúpula occidental se destacaron mármoles dolomíticos de propagación local, pero sin una clara pertenencia a la Formación Mayarí o a la Formación Collantes; incluso a la Formación Cobrito.

También en esta zona se observaron lentes o estratos metaterrígenos y esquistos verdes cloríticos, probablemente metatufíticos y en localidades mármoles brechosos, compuestos de fragmentos subangulosos hasta semiredondeados entre 3-5 cm (brecha intraformacional). Por sus características macroscópicas estos mármoles parecen derivados de calizas micríticas acumuladas en un ambiente reductor. El grafito derivado de materia orgánica primaria puede alcanzar hasta 7% de las rocas rellenando los espacios inter-granos o en manchas de bordes irregulares. La composición bastante general y uniforme consiste de calcita, cuarzo, moscovita ± albita, granate, clorita, anfíbol, epidotas, esfena ± metálicos.



Figura.74.Localidad Tipo de la Formación Mayarí. Carretera La Sierrita-Topes de Collantes. Hoja Topes de Collantes. 1:50,000. ICGC. (Gráfica H. Álvarez. 1992).

Relaciones estratigráficas y tectónicas.

En la parte central de la Cúpula de Trinidad, (Zona Metamórfica 1, de Millán y Somin, 1981; Stanik *et al.*, 1981) una gran parte está ocupada por los mármoles de la Formación Mayarí. En esas localidades suelen expresarse en llamativas formas kársticas parecidas a los mogotes de la Sierra de Los Órganos. También la Formación parece extenderse, con interrupciones, desde el Hoyo de Padilla al SW de la Cúpula de Trinidad hasta el Lago Hanabanilla al este en la región de El Nicho.



Figura.75. Mármoles estratificados de la Formación Mayarí en la región de Guanayara-Cuatro Vientos. Parte central-meridional de la Cúpula de Trinidad.

En la parte central de la Cúpula de Sancti Spiritus, los mármoles pueden asociarse en gran parte con la Formación Mayarí. La Expedición Escambray I cartografió en esa región unos mármoles gris oscuro, esquistosos, groseramente estratificados, de grano medio a grueso, brechosos de potencia 150 m. Esta sección de mármoles fue llamada “facies Ambrosio” (por Koverdinsky, en Stanik, *ibid.*). Es posible sean en parte de la Formación Mayarí o en su totalidad. Las relaciones estratigráficas primarias no fueron establecidas. Mayarí parece suceder a la Formación Saúco pero el contacto no se observa al SW de la localidad Mayarí. De acuerdo con Millán y Somin (1981a) en la parte central de la Cúpula de Trinidad los mármoles Mayarí cabalgan a los esquistos metaterrígenos de la Formación Naranjo (**La Chispa en este trabajo**) mediante movimientos premetamórficos (**Figura 76**). Mientras, en la Cúpula de Sancti Spiritus, Mayarí yace sobre los mismos metaterrígenos y sobre las metavulcanitas del Miembro Felicidad en una aparente concordancia; pero en este caso por sobrecorrimientos postmetamórficos uniformados por plegamiento posterior. La demostración de estos conceptos de sobrecorrimientos pre y post metamórficos es muy problemática, sin necesidad de excluir su existencia.

Edad.

El hallazgo de una impresión de *Perisphinctidae* en láminas ornamentales del antiguo sanatorio Topes de Collantes, pertenecientes a Mayarí según Millán y Myczyński (1980); indica una edad entre el Tithoniano al Berriasiano. Millán (1990) reporta microfauna de Mayarí, cerca de San Blas, en la Cúpula de Trinidad. Se trata de calcisferúlidos del género *Cadosina*. El estudio realizado por Furrázola-Bermúdez, determinó su semejanza a las especies *Cadosina nagy* Borza de rango Jurásico Superior a Cretácico Inferior o *Cadosina heliosphaera* Vogler (Cretácico Inferior Valanginiano-Hauteriviano) o *Cadosina carpathica* (Borza) (Jurásico Superior Kimmeridgiano); con mayor probabilidad esta última. Este dato sugiere una edad a partir del Kimmeridgiano-Tithoniano para la Formación Mayarí.

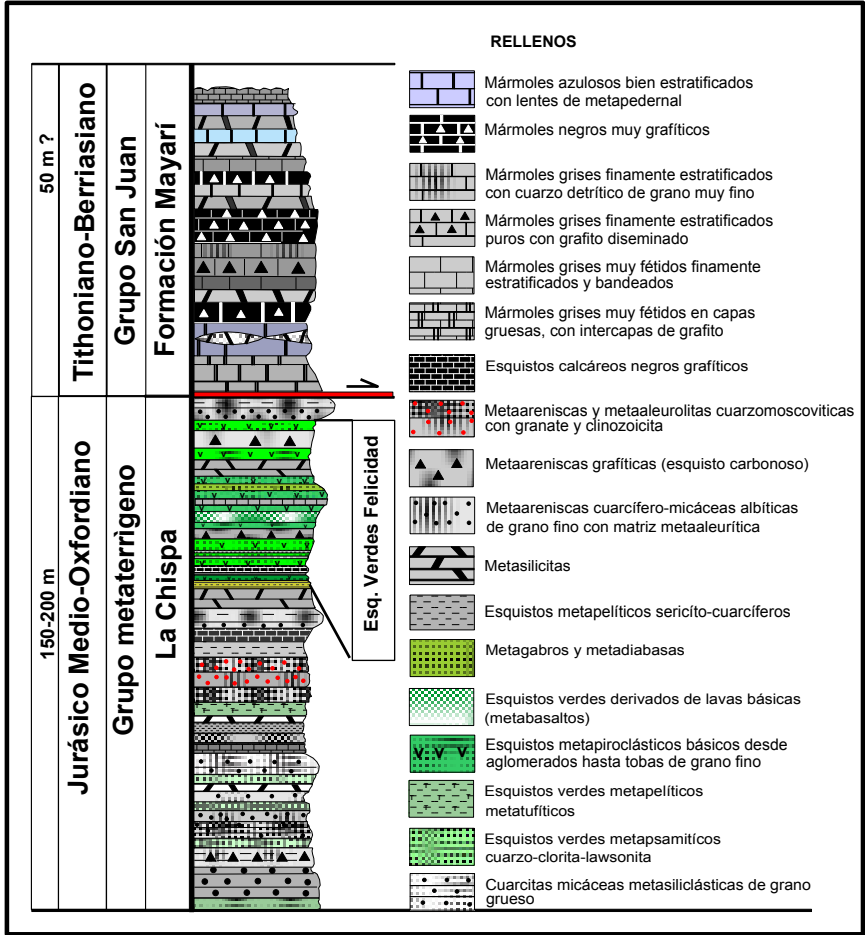


Figura.76. Posición de la Formación Mayarí en la región central de la Cúpula de Trinidad, dentro de la Zona metamórfica 1 de Millán y Somin (1981). Región de La Chispa-Topes de Collantes. (Gráfica H. Álvarez., 1992).

Espesor.

100 metros, multiplicados por el plegamiento y superposición de escamas.

9.1.4. Formación Collantes.

Autores.

G. Millán y M. L. Somin (1981a).

Nombre.

Topes de Collantes, en la región central de la Cúpula de Trinidad, es una conocida comunidad con instalaciones turísticas.

Sinónimos.

San Juan Marbles (Hatten *et al.*, 1958). Carbonate Rocks (Hill, 1959). Formación San Juan (Stanik *et al.*, 1981).

Localidad Tipo.

La Localidad Tipo de los mármoles Collantes fue seleccionada en el lado oeste de la carretera Topes de Collantes-Trinidad y en los cortes de la misma carretera en dirección a Trinidad, a través del mismo poblado Topes de Collantes. Las coordenadas del centro son: Norte 232.30 y Este 601.70. Hoja Topes de Collantes. ICGC (**Figura 77**).



Figura.77.Localidad Tipo de la Formación Collantes. Carretera Topes de Collantes-Trinidad. Norte 232.30 y Este 601.70. Hoja Topes de Collantes. ICGC. (Gráfica H. Álvarez.).

Extensión.

Aflora en los alrededores del poblado de Topes de Collantes y por espacios considerables mármoles con las características descritas son cortados por la sinuosa carretera hacia Trinidad, al sur de la Cúpula de Trinidad. Del mismo modo una gran parte de los mármoles aflorados en la región al este y al sur de Crucecitas y al sur de la localidad El Nicho pueden relacionarse con la Formación Collantes. Varios sectores al SE de La Sierrita y este de Yaguanabo, en la Cúpula de Trinidad, parecen pertenecer a la Formación Collantes.

En la Cúpula de Sancti Spiritus los mármoles de Collantes no tienen una expresión muy clara. Según Millán y Somin (1981a) mármoles similares a estos se observan en la región norte de la Cúpula de Sancti Spiritus. Como en el caso de las Formaciones Narciso y Saúco la extensión de los mármoles Collantes es difícil de delimitar y de establecer sus contactos con las restantes secciones de mármoles. De hecho no ha sido posible destacar un contacto convincente entre la Formación Collantes y la Formación Mayarí, subyacente. La totalidad de los contactos observados se caracterizan por despegues tectónicos.

Composición litológica.

Collantes se compone de un corte monótono de mármoles negros a gris azulosos, bien estratificados en capas más a menudo de 0.20 m a 1 m; muy gráficos (**Figuras 78, 79**). El grafito tiende a concentrarse en las superficies de estratificación y de esquistosidad. Ocasionalmente algunas capas son fétidas a la percusión y pocas veces son bituminosos. Los mármoles son esquistosos y foliados de lugar a lugar y no contiene capas ni nódulos de metasilicitas apopedernáticas ni de otras intercalaciones por lo común.



Figura.78. Mármoles grises azulosos a negros ligeramente gráficos. En la Localidad Tipo. Carretera Topes de Collantes-Trinidad. (Foto L. Bernal. IGP. La Habana. 2010).

Sin embargo, varios afloramientos de mármoles semejantes a Collantes y en localidades aisladas, contienen capas concordantes decimétricas de esquistos verdes metavulcanógenos, parecidos a derivados de tobas. No es seguro si estas intercalaciones de esquistos verdes pertenecen a esta Formación o a la Formación Loma Quivicán, asociada, en su contacto superior.

Relaciones estratigráficas.

En la región de Topes de Collantes los Mármoles Collantes muestran despegues y yacen tectónicamente sobre metaterrígenos de la Formación La Chispa; según Millán y Somin (1981a) por cabalgamientos pre y postmetamórficos. En la región de La Sabina, al sur de Crucecitas, en la cúpula occidental, Álvarez-Sánchez y Zamachicov (1981) destacaron un corte invertido de mármoles negros de la Formación Collantes yacentes sobre calizas cristalinas de la Formación Loma Quivicán; a su vez descansando sobre la Formación La Sabina (**Figura 80**) (también en Millán y Somin, 1985a); las dos últimas pertenecientes al Grupo La Sierrita. Los mármoles de Collantes se conservan en una elevación con una suave yacencia al SW. Son de capa fina, relativamente poco recristalizados, negros; gráficos algo bituminosos en algunas capas, fétidas a la percusión. El contacto con la Formación Loma Quivicán es normal, incluso de transición.



Figura.79. Mármoles de capas medias, localmente gruesas de la Formación Collantes en la carretera Topes de Collantes a Trinidad.

El cambio hacia Loma Quivicán se percibe con claridad por la aparición de un tono rosáceo en sus calizas cristalinas típicas, incrementado en algunos cortes, o cambiante hacia tonos gris muy claro, gris acerado y blanco cremoso. El contacto hacia abajo del corte invertido se produce con la transición hacia las metasilicitas de la Formación La Sabina, mediante un contacto netamente transicional.

En la región de Loma Quivicán, al sur de la localidad La Sabina, se puede observar a los Mármoles Collantes descansando en un contacto estratigráfico normal bajo la Formación Loma Quivicán y esta a su vez cubierta por la Formación La Sabina. Las relaciones de sucesión estratigráfica regional, expuestas en este trabajo, permiten establecer que esta es la posición primaria de la sucesión.

Edad.

Estos mármoles hasta ahora no revelaron restos paleontológicos reconocibles. Millán y Somin (1981a, 1985a) suponen una edad entre el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior.

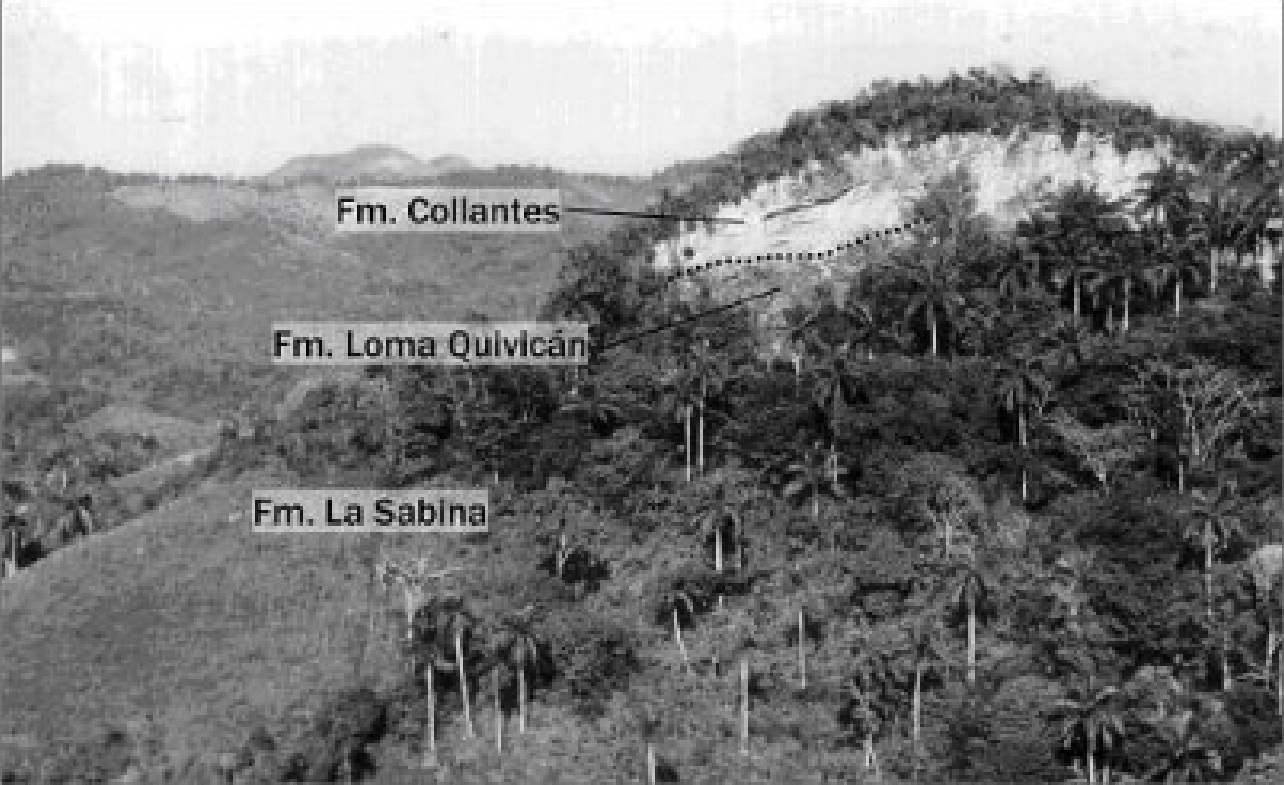


Figura.80. Notable inversión del corte estratigráfico de la parte superior del Grupo San Juan en la región de La Sabina, al sur de la localidad de Crucecitas. Camino viejo a San Blas. Cúpula de Trinidad.. La totalidad de los contactos en la sección son transicionales o normales. (Foto H. Álvarez. 1981).

Espesor.

Decenas de metros. Alrededor de 100 metros en las secciones de mejor desarrollo. Su sección superior esta erosionada en mucha localidades o descansa en cortes invertidos sobre la Formación Loma Quivacán, en la cima de elevaciones en forma de mogotes.

9.1.5. Formación Vega del Café. (Nueva Formación del Grupo San Juan).

Autores.

G. Millán Trujillo y H. Álvarez-Sánchez (1992. inédito).

Nombre.

Vega del Café es un pequeño caserío rural, situado a unos 5 Km al SSE del poblado de San Blas, Cúpula de Trinidad. Provincia de Cienfuegos (**Figura 81**).

Sinónimos.

No tiene sinónimos.

Área Tipo y extensión.

Al norte de la margen derecha del Río San Juan. Al NE del poblado agrícola de San José y al SSW del caserío de Gaviña, en la carretera La Sierrita-Topes de Collantes. La Formación esta limitada a las elevaciones calcáreas al este y al oeste de Vega del Café y en la vecindad de esta última localidad.



Figura.81. Situación del poblado Vega del Café en el camino de montaña, unión de los poblados de La Sierrita; San José, en las estribaciones meridionales del macizo de la Sierra de San José. (Imagen Google).

Historia.

La Formación Vega del Café fue separada de la Formación Mayarí en la región SW de la Cúpula de Trinidad durante un levantamiento geológico temático realizado por Millán y Álvarez-Sánchez (1992, *ined.*). La sección superior del Grupo San Juan hasta ese momento se consideraba representada por la Formación Collantes (Millán y Somin, 1981) cubierta por la Formación Loma Quivacán y seguida por la Formación La Sabina (Millán y Somin 1985a), situación característica de la parte NW y Central de la Cúpula de Trinidad. Las últimas; representativas del corte del Cretácico del macizo. Sin embargo, en la región de La Sierrita, la parte superior del Grupo San Juan no presenta esta misma composición. Las unidades del Grupo San Juan solo aparecen representadas por la Formación Mayarí, desmembrada en escamas y sobrecorrida sobre la Formación Yaguanabo; situación regular en parte del territorio SW de la Cúpula de Trinidad. Pero en la Zona de Vega del Café se observaron cortes donde la Formación Mayarí contacta con otros mármoles diferentes, con intercalaciones rítmicas de metasilicitas en su parte superior y en otras localidades, estos mármoles aparecen cubiertos por la Formación Los Cedros (del Grupo La Sierrita). Estas nuevas observaciones en el comportamiento litológico del corte superior del Grupo San Juan persuadieron a los autores de la necesidad de separar una nueva unidad litoestratigráfica nombrada aquí como la Formación Vega del Café.

Localidad Tipo y Holoestratotipo.

La Localidad Tipo se encuentra en una cumbre calcárea al Este Noreste de Vega del Café, aproximadamente a 1.5 km de ese caserío. Las coordenadas de la cima son: Norte 237.03 y Este 583.80. Hoja Topográfica Topes de Collantes. 4181 I. ICGC. (**Figura 82**). El perfil de la Formación se establece entre las coordenadas Lambert Norte 236.95 y Este 584.20 y Norte 237.10 y Este 583.50; en el corte de un sendero de montaña entre Gaviña y Vega del Café. En la parte inferior se observan

mármoles de la Formación Mayarí. Al parecer gradualmente pasan a mármoles estratificados, foliados, grises con patinas rojizas, repetidos con monotonía por varios centenares de metros. Hacia la parte media y final del perfil se intercalan capas y lechos gruesos de metasilicitas, alternantes un tanto rítmicamente con los mármoles.

Composición petrográfica mineralógica. Caracteres distintivos.

Los mármoles característicos de esta Formación son gris oscuro a gris azulado, no fétidos, bien estratificados en capas de 10 a 15 centímetros. A veces se observan capas más gruesas de 20 a 25 centímetros entre su estratificación en delgados lechos de solo unos centímetros. Son de grano fino a medio, por completo recrystalizados, sin texturas sedimentarias conservadas, con ocasionales bandas enriquecidas en cuarzo y algo brechosos (textura cataclástica). Tampoco contienen capillas finas de pedernal, solo manifestadas en la sección superior, pero ya en capas bien definidas y gruesas. Los mármoles grises en ocasiones contienen mica de granulometría muy fina.

Son comunes en todo el espesor de la Formación unas patinas e impregnaciones ocrosas de sustancias metálicas oxidadas, dispuestas aproximadamente en concordancia con la estratificación. Localmente se observan concentraciones de mayor densidad de los óxidos y los mármoles se colorean de una tonalidad rosácea hasta hacerlos destacarse como un horizonte, observable en ocasiones, durante algunos centenares de metros, aunque su potencia no supera algunos metros o incluso algunos decímetros. En estos casos resaltan concreciones de estructura concéntrica, de núcleo metálico. **Estas concreciones en los mármoles del Escambray son verdaderamente excepcionales.**

Las metasilicitas de la parte superior son bandeadas, micáceas, bien foliadas, frescas, de color gris claro a gris acerado hasta verdosas. Se destacan como simples intercalaciones de algunos decímetros o como bancos de hasta 10 m de potencia. En el tope del corte se observan secciones rítmicas de mármoles y metasilicitas; mientras lateralmente pueden no aparecer las metasilicitas. Estos mármoles en secciones poco potentes podrían confundirse con mármoles de la Formación Los Cedros del Grupo La Sierrita. De ellos se diferencian por el desarrollo de las patinas e impregnaciones. Además, los mármoles de Los Cedros son más impuros y más a menudo micáceos. Exceptuando este caso, la Formación Vega del Café debe diferenciarse sin dificultades del resto de las unidades de mármoles. De acuerdo a las observaciones de Millán y Álvarez-Sánchez, (1992) existen motivos fundados en las relaciones de campo para considerar a la Formación Vega del Café en esta región, como la parte más alta del Grupo San Juan, relacionada estrechamente con el Grupo La Sierrita (Tomo 3); con la misma función de la Formación Collantes para las unidades internas y centrales de la Cúpula de Trinidad. En este sentido la Formación Vega del Café, yacente bajo la Formación Los Cedros, como la Formación Collantes yacente bajo Loma Quivicán, recuerda mucho la situación en la parte central de la Sierra de Los Órganos, donde la Formación Pons y el Miembro Infierno de la Formación Guasasa, descansan bajo las unidades Ancón y el flysch de la Formación Manacas, secuencias indicadoras de cambios radicales en el régimen de sedimentación y la tectónica.



Figura.82. Localidad Tipo (esfera roja) y extremos del perfil del Holoestratotipo. Formación Vega del Café). Hoja Topes de Collantes 1:50,000. 4181 I. (Gráfica H. Álvarez.1992).

Relaciones estratigráficas y tectónicas.

En la parte central y SE de la Cúpula de Trinidad la Formación Collantes marca el fin de la sedimentación del Grupo San Juan y en varios afloramientos en los alrededores de Topes de Collantes se ve a la Formación Collantes descansando bajo la Formación Loma Quivicán; Formación basal del Grupo La Sierrita en dicha región. Pero en la región entre las localidades de Yaguanabo y Gaviña, la Formación Vega del Café, descansando sobre unos mármoles comparables a la Formación Mayarí; yace en un contacto estratigráfico normal bajo la Formación Los Cedros. De modo que Vega del Café en la región de su desarrollo, parece ocupar una posición equivalente a la Formación Collantes. Esta es la única base actual para sostener la posible correlación cercana entre las Formaciones Collantes y Vega del Café.

En la **Figura 83** se destacan las complejas relaciones entre el Grupo San Juan y el Grupo La Sierrita. En la localidad HA: 374 (N 236.95 y E 584.20), sobre metavulcanitas de la Formación Yaguanabo, se observa una sección de mármoles fétidos gris oscuro con capillas de metapedernal pertenecientes a la Formación Mayarí. Hacia arriba los esquistos verdes aparecen cabalgados por mármoles de la Formación Vega del Café.

En el perfil; aunque el contacto entre ambos tipos de mármoles no lo pudimos observar, se supone a las Formaciones Mayarí y Vega del Café, colocados en el mismo nivel del sobrecorrimiento. Este es uno de los pocos casos en la región donde pueden observarse las presuntas relaciones entre Mayarí y Vega del Café. Desde la localidad HA: 381, a unos 700 m del poblado, hasta HA: 384, por un sendero hacia Vega del Café; se observan las relaciones entre la Formación Vega del Café con las Formaciones Los Cedros y la Sabina (del Grupo La Sierrita). A partir de la localidad HA: 381 se observan contactos estratigráficos normales o graduales entre la Formación La Sabina y la Formación Los Cedros. Más hacia el oeste la Formación Los Cedros paulatinamente pasa a la Formación Vega del Café en un contacto normal o rápido transicional. En HA: 384 Vega del Café cabalga a la Formación Yaguanabo con iguales características del contacto tectónico observado en HA: 377.

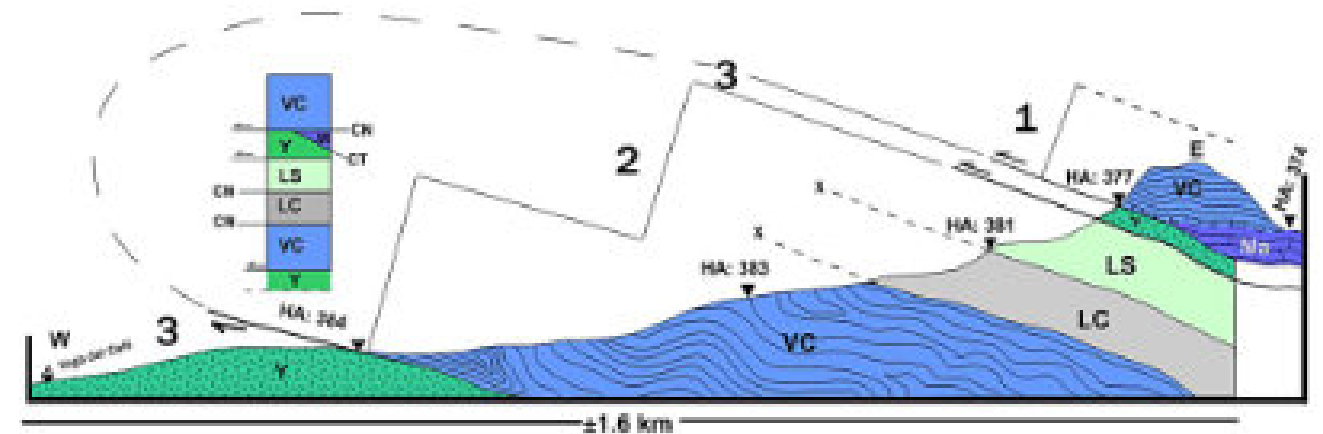


Figura.83. Relaciones estratigráficas entre la Formación Vega del Café y la Formación Mayarí y Los Cedros, al Este del poblado de Vega del Café: Y-Formación Yaguanabo. VC-Formación Vega del Café. LC-Formación Los Cedros. LS-Formación La Sabina. Ma-Formación Mayarí. CT-Contacto tectónico. CN-Contacto normal o de transición. 1, 2, 3: Posibles unidades tectónicas o nappes independientes. (Sobre un dibujo de campo de Álvarez-Sánchez y Millán, 1992).

Edad.

No se encontraron restos fósiles en esta Formación. Suponemos una edad del Jurásico Superior (Tithoniano Superior) hasta la parte baja del Cretácico. Tal inferencia se basa en la presunción de la sobreyacencia de esta Formación sobre Mayarí, posiblemente extendida entre el Tithoniano al Berriasiano (v. Formación Mayarí).

Inferencia sobre las condiciones de sedimentación del protolito.

Los protolitos de esta unidad parecen corresponder con calizas micríticas intercaladas con chert y depositadas en la parte profunda del depocentro del Grupo San Juan. Sobre esto atestigua indirectamente la presencia de *Cadosina sp.*, en la infrayacente Formación Mayarí. También la Formación Vega del Café está cubierta por la Formación Los Cedros,

cuyas características, bastante seguramente, representan una facies de ambiente pelágico normal a profundo. La presencia de concreciones metálicas ferruginosas manganíferas de posible origen autigénico es coherente con el posible ambiente de formación indicado para los depósitos de la Formación Vega del Café. La presencia combinada de secciones de metapedernales (ftanitas) y los horizontes de impregnaciones metalíferas y concreciones metálicas sugiere la influencia de exhalaciones distales hidrotermales enriquecidas en sílice y soluciones de metal, vinculadas a un centro volcánico o a una línea de expansión activa.

Espesor.

El espesor visible de la Formación es aproximadamente de 100m. Parece mucho mayor por el plegamiento.

9.1.6. Formación Cobrito.

Autores.

G. Millán y M. Somin; 1985 a⁵.

Historia.

Las observaciones sobre una formación carbonatada, análoga por su composición pero suficientemente diferentes a los mármoles fue notada tempranamente en el Escambray. Schovanek (en Stanik *et al.*, 1981) destacó estas rocas llamándolas como “*esquistos carbonatados grafiticos micáceos*” como parte de la Formación San Juan⁶. Millán y Somin (1981) las llamaron como “*otras rocas carbonáticas*” considerándolas como la posible base del Grupo San Juan por su íntima relación con las formaciones metaterrígenas, existiendo varias coincidencias así como diferencias en la descripción primaria por parte de ambos autores grupos de autores.

La unidad fue propuesta finalmente como Formación Cobrito por Millán y Somin (1985 a), integrada por esquistos calcáreos, con mármoles, metaterrígenos, metasilicitas, metabasitas e intercalaciones de esquistos cristalinos; entre ellos los enigmáticos Esquistos Cristalinos Algarrobo. Según Millán y Somin (1985 a) la Formación Cobrito formaba parte del Grupo Naranjo, pero el rechazo o invalidación del Grupo Naranjo (en Millán y Somin, *ibid.*) determinaba la independencia de la Formación Cobrito.

Ya antes del trabajo de 1985 de Millán y Somin, la Expedición Escambray II (Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986) reconocía a la Formación Cobrito (informal) desde 1983 a partir de la aceptación pactada del esquema estratigráfico de Millán y Somin (**v.** Epígrafe 5.3 T1) y la Formación se cartografió dentro del área de la Expedición II. En 1985 Millán y Somin (1985b) proponen una nueva formación. La denominan Formación Boquerones; segregada de las secciones anteriormente reconocidas como la Formación Cobrito (**v.** Capítulo 6. Epig. 6.3 T1) y en 1992 Millán y Álvarez-Sánchez (inédito) proponen el Miembro La Horqueta, con el fin de distinguir la importante transición entre los metaterrígenos de Loma La Gloria y la Formación Cobrito⁷, destacada con gran claridad en las Lomas de San José, en la región de La Sierrita, SW de la Cúpula de Trinidad.

Pertenencia al Grupo San Juan.

La equivalencia de la Formación Cobrito con los mármoles del Grupo San Juan fue supuesta por Millán y Somin (1981); rechazada en fecha posterior (Millán y Somin, 1985a) y de nuevo implícitamente aceptada, por (Millán y Somin, 1985 b). Los argumentos justificantes para una Formación Cobrito formando parte del Grupo San Juan son numerosos en las relaciones de campo. Por su edad y litología esencial, posee mucha mayor afinidad con los mármoles del Grupo San Juan en comparación con las formaciones metaterrígenas. Cobrito contiene evidencias paleontológicas de rango de edad entre Oxfordiano a Neocomiano; situándola en correspondencia con el resto de las

⁵ Millán, G. y Somin, M. L., 1985 a, Contribución al conocimiento geológico de las metamorfitas del Escambray y del Purial. *Reporte de Investigación N° 2. IGP. Academia de Ciencias de Cuba. 74 Pág.*

⁶ La Formación San Juan es una unidad que agrupa la totalidad de los mármoles en la nomenclatura estratigráfica de la Expedición Escambray I (Nota de los autores).

⁷ Caracusey lithofacies, de Somin *et al.*, 1992.

formaciones del Grupo San Juan. Su posición estratigráfica sobre la Formación Loma La Gloria equivale a la situación de la Formación Narciso sobre la Formación La Chispa en las unidades internas de la Cúpula de Trinidad, marcando el cambio de la sedimentación terrígena por la carbonatada, existente en el Escambray y repetida en los complejos equivalentes, metamórficos o no, de Cuba occidental con cierta precisión. De hecho, el reestablecimiento de la Formación Cobrito a una posición más justificada sugiere la existencia, por lo menos, de dos sucesiones estratigráficas separadas compuestas; una por la Formación Loma La Gloria, cubierta por Cobrito estratigráficamente y con relaciones de transición entre ellas; y otra la Formación La Chispa, cubierta por la Formación Narciso del Oxfordiano Medio (Millán y Somin. 1985a), también estratigráficamente. Tal estructura de la columna estratigráfica recuerda extraordinariamente las sucesiones características de los dominios estratigráfico-faciales de las Sierras de los Órganos y Rosario, formados en unas condiciones paleogeográficas de coexistencia en una cuenca común; circunstancia duplicada en el Escambray con regularidad notable.

Nombre.

El Cobrito es una pequeña localidad agraria situada en la carretera Güinia de Miranda-Condado, en la región SE de la Cúpula de Trinidad.

Sinónimos.

Complejo Carbonatado-Terrígeno (parte) Somin y Millán, 1969; 1972) (Millán y Somin, 1973; Millán y Somin, 1976; Millán, 1978). Formación San Juan (parte) (Stanik *et al.*, 1981). Esquistos carbonatados grafiticos micáceos (Schovanek en Stanik *et al.*, 1981). Formación Sopapo (parte) (Stanik *et al.*, 1981).

Redefinición.

En este trabajo la Formación Cobrito se redefine⁸ mediante la distinción de tres secciones. La Formación Cobrito *sensu lato* como la sección principal. El Miembro Boquerones; anteriormente denominado como Formación Boquerones⁹ (por Millán y Somin, 1985b; Franco Álvarez¹⁰ *et al.*, 1992, *ined.*). El Miembro La Horqueta (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992 *ined.*), nuevo Miembro de la Formación Cobrito. El Miembro La Horqueta lo es también de la Formación Loma La Gloria.

Área Tipo y distribución regional de la Formación Cobrito.

El Área Tipo es la región SE de la Cúpula de Trinidad. Cobrito es una de las formaciones más extensas en afloramientos continuos en el Escambray y se propaga en vastas áreas de las dos cúpulas. En las unidades tectónicas hacia los bordes meridionales del macizo y al S y SSE de las cúpulas, sus afloramientos se extienden por varias decenas de kilómetros. Con una buena estratificación aflora en espacios continuos, en elevaciones cortadas a menudo por paredes abruptas donde se destaca la alternación de estratos duros de mármoles cuarzosos y capas deprimidas ricas en grafito (**Figura 84**). En la Cúpula de Trinidad las unidades tectónicas integradas por el par Loma La Gloria-Cobrito ocupan alrededor del 35% del área aflorada del total de 1,200 km². En la Cúpula de Sancti Spiritus las Formaciones Loma La Gloria y Cobrito ocupan alrededor del 45% del área aflorada, del total de 580 Km². De este modo, sobre el 39% del área aflorada del Escambray se compone de afloramientos de Loma La Gloria y Cobrito, pero la proporción es mucho mayor en la de Sancti Spiritus. En la Cúpula de Trinidad la Formación Cobrito no se encuentra en las unidades tectónicas centrales con las más altas cotas del Escambray y solo forma parte de las unidades desarrolladas en los bordes. En efecto, su mayor extensión se encuentra al este del meridiano de Topes de Collantes. En esa región, vasta áreas ocupadas por las Formaciones Cobrito y Loma La Gloria forman sobre el 70% de los afloramientos; casi una cuarta parte del área de la cúpula.

⁸ Según Código Estratigráfico de Cuba. Artículo 16. Epígrafe 16.1. Edición IGP 2014.

⁹ Guillermo Millán (comunicación escrita, 2012) no comparte la opinión anterior y piensa que Boquerones constituye una formación independiente. (Nota de los Autores).

¹⁰ Léxico Estratigráfico de Cuba (1era Edición, 1992).

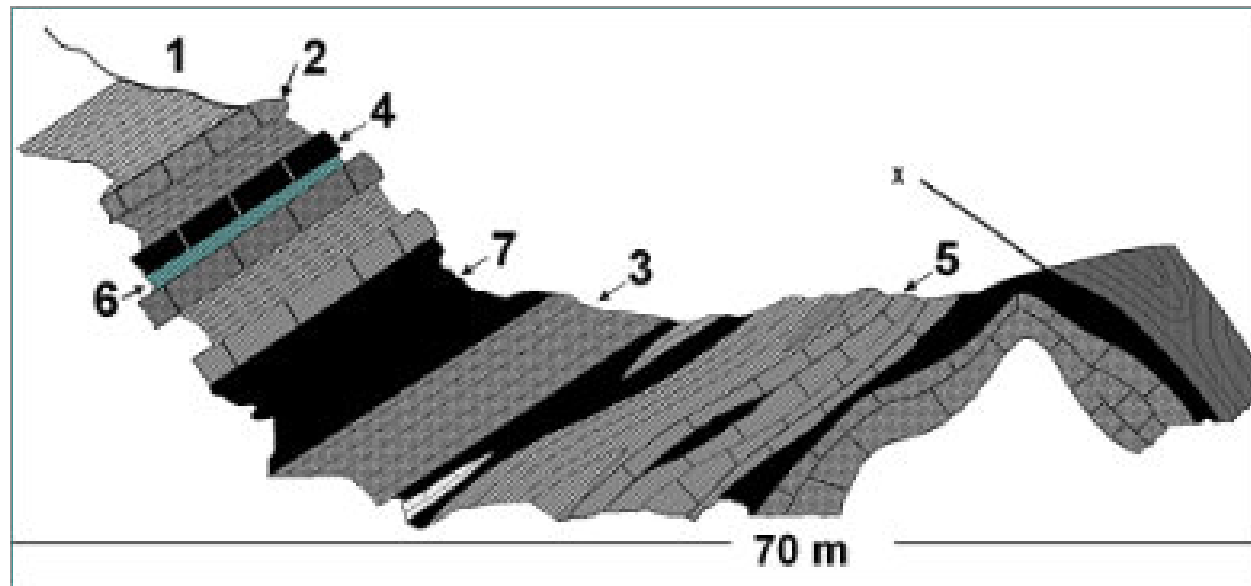


Figura.84. Afloramiento de la Formación Cobrito en el Área Tipo. Carretera Condado-Güinía de Miranda. 1-Metasilicitas. 2-Mármoles arenosos. 3-Esquistos metaterrígenos siliclásticos micáceos. 4-Mármoles grises a negros grafiticos. 5-Esquistos calcáreos. 6-Metabasitas (metagabros). 7-Esquistos negros calcáreos muy grafiticos con mucha pirita (Sobre un dibujo de campo de Álvarez-Sánchez, 1984).

Unidades con la Formación Cobrito, no se conocen en la parte central de la Cúpula de Trinidad, exceptuando las Lomas de San José, en realidad situadas más bien hacia el sur. En la franja N-S, comprendida entre la carretera Trinidad-Manicaragua y más al este de la carretera Condado-Güinía de Miranda, las cotas descienden hacia el valle del Agabama en un sistema de cuevas con rápida pérdida de elevación. Dentro de esta franja, a lo largo de la carretera Condado-Güinía, ocurren los más extensos afloramientos del complejo Loma La Gloria+Cobrito en la Cúpula de Trinidad. La cota del plano de la franja no supera una media de 179 m s. n. m; apenas algo más elevado que los flancos del valle del Agabama; una depresión tectónica que separa ambas cúpulas, aunque no las divide completamente.

Como la región al este de Topes de Collantes, forma el flanco oeste de la Cuenca de Trinidad esta es una buena explicación del por qué las grandes áreas ocupadas por esas Formaciones en esa región. Esta es una clara expresión de la geomorfología e hipsometría de las unidades tectónicas.

Localidad tipo y Holoestratotipo.

Se establece en los cortes de la carretera Condado- Güinía de Miranda, a partir del poblado de Condado hacia el Norte, entre las coordenadas: Norte 230.40 y Este 618.20 y Norte 233.60 y Este 617.40. Hojas Condado 4281-IV-d. Meyer 4281-IV-b.1.25, 000. ICGC. Zona Metamórfica 3 de Millán y Somin (1981). (Figura 85).

Formación Cobrito “sensu lato”. Descripción del Holoestratotipo.

Las rocas típicas y representativas de Cobrito, son los esquistos calcáreos muy impuros, derivados primarios de sedimentos estratificados y, en parte, producto de la carbonatación de varios tipos de esquistos terrígenos. Su origen mixto y su situación en unidades de mayor grado metamórfico contribuyen marcadamente a su característica composición mineral compleja, que los diferencia marcadamente de los mármoles, propiamente dichos. El metamorfismo ha convertido en grafito su elevado contenido de materia bituminosa inicial. Una característica muy común. El grafito suele concentrarse en las superficies de capas o planos esquistosos y puede alcanzar 5% en la masa de la roca o más, hasta llegar a formar concentraciones locales, posiblemente explotables.



Figura.85. Holoestratotipo de la Formación Cobrito. Carretera Condado-Güinía de Miranda. Hojas 1:25,000 Condado: 4281-IV-d. Meyer: 4281-IV-b. Coordenadas iniciales: N 230.40-E 618.20. Finales: N 233.60-E 617.40. (Gráfica H. Álvarez.).

El cuarzo detrítico alcanza entre 25% a 40% en los esquistos calcáreos y entre 50-70% la calcita. Muy típicas son las micas claras; generalmente moscovitas (hasta 10% de las rocas) y frecuentes las micas fengíticas y más raras paragoníticas. La estilpnomelana (¿hidrobiotita?) en algunos esquistos puede alcanzar hasta 20%. La albita es muy común. En las unidades más externas y metamorfizadas la albita puede llegar a albita-oligoclasa o hasta oligoclasa (Souček y Álvarez-Sánchez; en Escambray II. Cap. IV). Los clinopiroxenos por lo común son egirina y cloromelanita. Los anfíboles sódicos forman una serie continua magnesio-riebeckita-crossita hasta glaucofana. Las cloritas se encuentran prácticamente en toda en el área y en gran parte de las rocas. En los esquistos con elevado contenido de material volcánico y en las metavulcanitas, las asociaciones características están formadas por glaucofana, granate, clinozoisita, epidota, mica blanca, diopsida, zoisita y lawsonita. En capas de metasilicitas son comunes granate-glaucofana-riebeckita-hornblenda-zoisita-clinopiroxeno (diópsido)-magnetita.

Los esquistos calcáreos son negros, gris muy oscuro hasta azulosos; por lo general de grano fino, en capas muy finas centimétricas (Figuras 86, 87) o más gruesas, de decímetros, incluso metros. A menudo conservan los rasgos de sedimentación rítmica y graduada, estableciendo marcadas diferencias con las restantes formaciones del Grupo San Juan. Se desarrollan en secciones monótonas de varios metros a decenas de metros de potencia, a veces duplicadas por un plegamiento apretado isoclinal (chevrons) (Figura 88). Los intervalos de esquistos calcáreos se interrumpen a trechos sin mucha regularidad por paquetes de mármol gris oscuro a negro, pero a veces claros, en estratos finos a medios, con un bandeo que les confiere un aspecto rítmico, aunque no contenga graduación de grano en realidad. En

localidades los paquetes de mármoles oscuros, a veces brechosos, pueden alcanzar potencias considerables hasta decenas de metros. Casi siempre muy impuros pueden contener entre 20 a 40% de cuarzo observándose casos de rocas siliciclásticas enriquecidas en carbonato metasomático. Los mármoles pueden ser tanto foliados como compactos, por lo general calcíticos y algunas veces dolomíticos o muy silícicos. Millán y Somin (1985a) describen en estos mármoles fragmentos o budinas, de calizas pelitomórficas con restos de radiolarios (**v.** Epígrafe 6.1.1). En la zona de los yacimientos Carlota-Guachinango, al norte de la Cúpula de Trinidad, existen secciones de mármoles muy esquistosos negros, compuestos por dolomita, grafito y moscovita. Estas rocas calcíticas dolomíticas, muy grafiticas, negras y bien estratificadas son conocidas en la Formación Cobrito en la región de ese yacimiento (Hill, 1959; Gorielov *et al.*, 1964; Bolotin, 1970; Maximov *et al.*, 1968, Tolkunov *et al.*, 1974). Hil (1957) describe paquetes de dolomitas yesíferas de varios metros de potencia (hasta 6 m)¹¹, y capas de mármoles negros brucíticos muy grafiticos. Las dolomitas alcanzan alrededor de 10 m de potencia y se presentan en lentes. Son grises de textura granular sacaroidea, cruzadas por abundantes venas de cuarzo y pirita dispersa entre grafito. Cristales de yeso negro euhedral se encuentran en las dolomitas (Hill, 1959).

Tabla. XVI. Óxidos en los esquistos calcáreos y mármoles de la Formación Cobrito. Expedición Escambray II.

Roca	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	N ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	PPI
Esquisto calcáreo	9.64	0.09	2.39	1.23	0.01	0.10	0.08	46.74	0.42	0.40	0.01	–	0.08	38.15
Mármol impuro	0.68	0.02	0.45	0.20	0.54	0.03	20.1	30.66	0.03	0.03	0.06	43.79	–	–



Figura.86. Formación Cobrito en el Área Tipo. Carretera Condado-Güinía de Miranda; cerca de la Localidad Limones Cantero. SE de la Cúpula de Trinidad. Esquistos calcáreos con capas de esquistos grafiticos y mármoles grises arenosos. (Foto cortesía de Yamirka Rojas. 2007).

¹¹ Dolomite outcrops are buff to light gray and appear kneaded and sculptured. Their thickness ranges from 2 to 20 feet and averages 5 to 10 feet. Although lenticular dolomite was found only at Wilson Ridge, three-quarters of a mile west of Charco Azul, the Carlota variety, like many others, may be highly lenticular. The accompanying maps show only the actual outcrops; many of these undoubtedly connect under cover. Perfect euhedral crystals of black gypsum up to 5 mm long are scattered throughout one band of dolomite 6 feet thick on a road bend north of Charco Azul, (Hill, 1957).



Figura.87. Esquistos calcáreos grafiticos de la Formación Cobrito, con capas de mármol impuro foliado. Valle del Río Seibabo. Al sur de Güinia de Miranda (Foto cortesía de A. García-Casco, Marzo de 2009).



Figura.88. Pliegue isoclinal en estilo chevron en esquistos grafiticos de la Formación Cobrito. Valle del Río Higuanojo. Cúpula de Sancti Spiritus (Foto de B. Koverdynsky. 1978. Expedición Escambray I).

Intercalaciones metaterrígenas.

A la Formación Cobrito se asocian numerosos cuerpos rocosos heterogéneos. Su aspecto en los afloramientos depende del grado de cristalinidad que puede cambiar de lugar a lugar. Entre los muy frecuentes se destacan las capas de esquistos metaterrígenos cuarzo-micáceos, grafiticos o no, en estratos de finos a gruesos, con regulares transiciones hacia mármoles arenosos o esquistos cuarzosos, con mucha plagioclasa y mica blanca. Estas intercalaciones son muy frecuentes en la base de la Formación hasta mostrarse como rítmicas y se describen en detalle por Millán y Somin (1981a). La potencia de estas secciones puede alcanzar alrededor de 50 m o más y colocarse en el contacto con la Formación Loma La Gloria. En este caso fueron distinguidas más tarde como el Miembro La Horqueta (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, ined.), descrito a continuación.

Intercalaciones de metasilicitas.

Otras intercalaciones de potencia significativa se componen de metasilicitas bandeadas, reseñadas por Millán tempranamente (Millán, 1973; Millán y Somin, 1985 a). Abundan en la región norte de la Cúpula de Trinidad, donde se interpretan como derivados de chert estratificado (Souček y Álvarez-Sánchez, en Escambray II, 1986), en cuerpos de potencia decamétrica, situados en el interior de las secciones carbonatadas, pero también en la parte alta de los cortes de Cobrito. Las metasilicitas exhiben un fino bandeo y muestran un tono gris acerado, gris oscuro, a pardo rojizo, con una mineralogía algo compleja. Pueden contener granate (20%, de rareza 50%), moscovita (fengita en sectores), albita accesoria, clorita (oxiclorita), rutilo y titanita y en ocasiones glaucofana. A veces contienen riebeckita, horblenda, zoisita, clinozoisita, diopsida, y raramente microclina. La coloración depende de contenidos de hematita, magnetita y manganeso. El manganeso puede ser tan importante en la composición, como para constituir una variedad propia (esquistos cuarcíticos manganesíferos, de B. Molak, 1983; en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986).

Vulcanismo en la Formación Cobrito.

Las primeras descripciones de vulcanitas en la Formación Cobrito, se deben a Millán y Somin (1981), Millán y Somin (1985 ab), Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986, Somin *et al.*, 1992. Ellos destacaron la presencia de metavulcanitas en secciones centimétricas hasta más de 10 m en la Cúpula de Sancti Spiritus y en la localidad tipo de la formación en la Cúpula de Trinidad. La importancia de estas intercalaciones aumenta localmente de forma muy significativa. Tal es el caso de la región septentrional de la Cúpula de Trinidad, donde las rocas volcánicas presentan un gran volumen y número de cuerpos; en fajas paralelas de las Formaciones Loma La Gloria y Cobrito, separadas por superficies de cabalgamiento con rasgos típicos de fuerte presión. En el corte de la mayor parte de estas unidades, las evidencias muestran a la Formación Cobrito originalmente depositada bajo la influencia de un vulcanismo tan intenso, que las rocas registran regularmente material piroclástico fino en los esquistos calcáreos; contribuyente de su impureza característica; hasta numerosos cuerpos metavulcanógenos concordantes y metatobas básicas; rocas estas últimas demostrativas de fases subáreas del vulcanismo. En ellas, las rocas magmáticas pueden presentar potencias poco significativas, faltar o, al contrario, contener una cantidad notable por su potencia y variedad. Esta situación se destaca en un arco extendido entre el poblado de Las Moscas al oeste y la región de Loma de Los Guapos-Pico Blanco al este; zona de los depósitos sulfurosos del Distrito Mineral Carlota-Guachinango.

Por el crecido número e inusual extensión de los cuerpos magmáticos; documentados (Hill, 1959; Maximov *et al.*, 1968; Bolotin *et al.*, 1970; Tolkunov *et al.*, 1974; MacDonald, 1977 y Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1985); puede tratarse como un caso particular para ambas cúpulas (v. Láminas 2, 3).

Los cuerpos volcánicos más difundidos y casi de la única composición, son las metabasitas. Notables entre ellas son los metagabros y metadiabasas. Le siguen las metalavas porfídicas y gabrodioritas, más raras y las metatobas básicas, menos abundantes. Varios de los cuerpos de gabra, tanto de grano fino como grueso, parece fueron muy melanocráticos y entre ellos predominaron los clinopiroxénicos diopsídicos con plagioclasa básica (Souček y Álvarez-Sánchez, en Escambray II, 1986) hasta piroxenitas olivínicas, serpentinizadas (Hill, 1959). Los metagabros a menudo conservan los clinopiroxenos y de común contienen granate glaucofana-crossita, fengita, clinozoisita, lawsonita, albita, epidota y clorita. Según la sección tratada, las metabasitas pueden presentarse como anfíbolitas horbléndicas, esquistos glaucofánicos granatíferos clinopiroxénicos zoisíticos con granate, paragonita y fengita (Souček y Álvarez-

Sánchez, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986), acompañados a veces por capas y paquetes de metatobas básicas. (Figuras 89, 90). A este grupo de metabasitas se asocian cuerpos que se acercan a las dioritas a veces de dimensiones considerables. Un cuerpo descrito por Molak y Bernal (en Escambray II) es de planta elipsoidal, de 1.2 km de largo y hasta 400 m de ancho. Yace de modo concordante entre esquistos metaterrígenos y calcáreos de las Formaciones Loma La Gloria y Cobrito. Son rocas densas y pesadas compuestas por anfíbol $\pm 45\%$; albita $\pm 30\%$, clinozoisita (15%), esfena (5%), clorita (3%) $\pm$ actinolita.

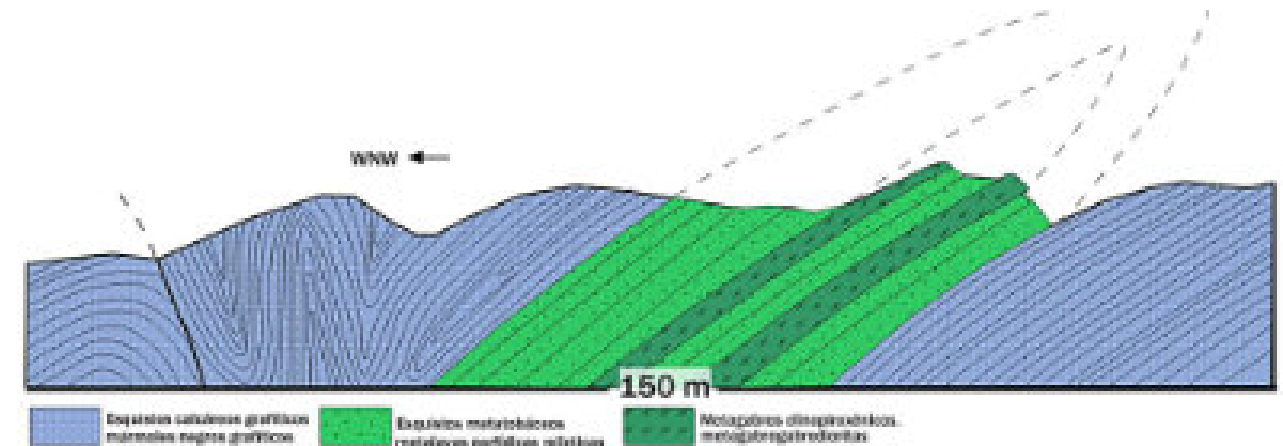


Figura.89. Perfil geológico por el camino de la localidad El Mamey hacia el Yacimiento Carlota. Cuerpo potente de esquistos verdes derivados de tobas, lavas con relictos de pórfidos; metagabros clinopiroxénicos con relictos eclogíticos retrógrados y esquistos glaucofánicos metabásicos; yacientes en una sección de esquistos calcáreos y mármoles dolomíticos grafiticos de la Formación Cobrito (sobre un dibujo de campo de H. Álvarez-Sánchez, 1983).

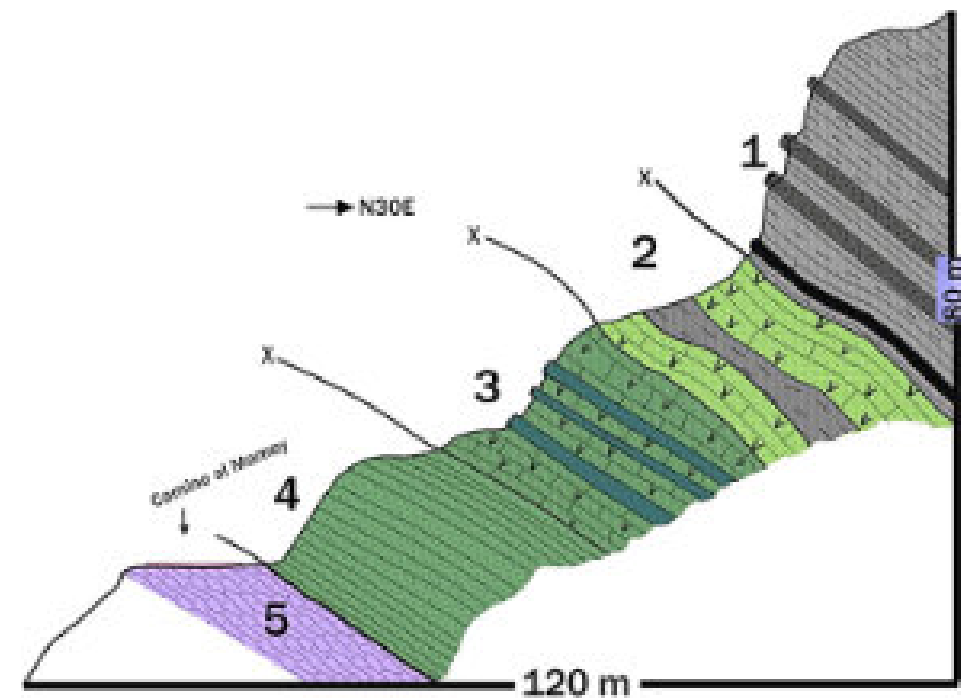


Figura.90. Flanco sur del campo mineral Carlota-Victoria-Guachinango. 1-Esquistos calcáreos, gris a negros, metapelíticos, grafiticos de la Formación Cobrito s. l., con capas de mármoles oscuros, micáceos. 2-Esquistos metatufíticos calcáreos con lechos de esquistos calcáreos grafiticos. 3-Esquistos metatufíticos calcáreos con lechos de metabasitas (metagabros muy básicos, clinopiroxénicos). 4-Esquistos metatufíticos no calcáreos epidoto-clorito-albíticos $\pm$ clinozoisíticos, foliados. 5-Esquistos calcáreos violáceos con capas rítmicas metaterrígenas (sobre un dibujo de campo de H. Álvarez-Sánchez, 1983).

Las metabasitas se encuentran en esta región también como eclogitas apogábricas **nativas**; notablemente frescas o como apoeclgitas reducidas a esquistos verdes glaucofánicos a menudo, con relictos de fábrica gábrica; yacientes en estratos conformes decimétricos a métricos dentro de los esquistos metaterrígenos y calcáreos en rocas de caja con glaucofana-moscovita y granate (MacDonald, 1977). Es en estos intervalos donde ocurren lentes, capas e incluso

intercalaciones rítmicas de los esquistos poliminerale de tipo **Algarrobo** y en estas secciones los esquistos anfitriones, precisamente, muestran una composición mineral complicada con granate, clinopiroxeno, glaucofana, zoisita y clinozoisita, zircón, apatito y fengita; con minerales del grupo de la epidota, clorita y a veces sulfuros. **Una composición extraordinariamente cercana a los esquistos Algarrobo.**

En el perfil transversal a dichas fajas; rocas de más alto grado metamórfico en unas; pueden presentarse en otras como rocas alteradas por diafóresis; si bien en ellas pueden reconocerse aún las rocas cristalinas originales. Aunque estas diferencias tan contrastantes en el estado de las intercalaciones magmáticas entre fajas en contacto pueden ser difíciles de explicar por solo procesos distribuidos de forma tan irregular; por ejemplo, solo diafóresis¹²; no hay dudas del origen de estas rocas a partir de los cuerpos magmáticos inyectados o depositados principalmente en la Formación Cobrito; tanto las eclogitas nativas y otras cristalinas como los esquistos lawsoníticos, anfibolitas y otras metabasitas. Como no existen evidencias de fases magmáticas heterocronas en la Formación Cobrito; los contrastes entre las fajas separadas por contactos tectónicos a presión marcados por serpentinitas, no parecen corresponderse con la aparente uniformidad regional de la zonación metamórfica regional que las engloba en su conjunto.

Efectos de la litología variable en la identidad de la Formación Cobrito.

Las intercalaciones de metaperdernaes, esquistos verdes, mármoles y esquistos metaterrígenos entre los ritmos o en secciones independientes; complican la cartografía de Cobrito. Estas cortes marcadamente “flyschoides” pueden aparecer dentro o en contacto con los cortes monótonos de esquistos calcáreos y mármoles impuros, considerados más característicos de Cobrito. En estas situaciones Cobrito puede parecerse extraordinariamente a partes de la Formación El Tambor; una de las pocas formaciones cretácicas del Escambray con esquistos calcíferos grafiticos. Paquetes inusualmente potentes de metaperdernaes, también hacen a Cobrito muy semejante a partes de la Formación La Sabina, compuesta de metapedernaes, mármoles negros y metufitas. Y algo menos común, pero sucede; llega a parecerse a la Formación Los Cedros, sin capas grafiticas abundantes, pero sí metapedernaes y esquistos verdes rítmicos. Sin necesariamente afirmar o negar una equivalencia lateral; es posible la existencia de cortes de transición o contacto de cualquiera de ellas con la Formación Cobrito y bajo determinadas circunstancias del afloramiento pueden confundirse con la Formación Cobrito o viceversa. Una situación similar también constituye un problema de definición de la Formación Cobrito, sin duda importante y es la verdadera correlación cuantitativa (o volumétrica) de mármoles¹³ y esquistos calcáreos, propiamente dichos.

El corte de Cobrito se ha descrito en el Escambray a partir de observación de superficie; pero no se ha prestado atención a los estudios realizados durante decenios en los yacimientos piríticos del norte de la Cúpula de Trinidad (Carlota, Guachinango, Victoria y otros). De esas localidades resultaron núcleos de perforación en cortes profundos y frescos de cientos de metros de profundidad con índices muy elevados de recuperación.

En las **Figuras 91 y 92** se muestran perfiles detallados de los yacimientos Carlota y Guachinango, en la región septentrional de la Cúpula de Trinidad, donde hemos examinado la cuestión de las rocas magmáticas. En general, lo mostrado por los cortes detallados de estos pozos permite dudar sobre la descripción exacta de la constitución de la Formación Cobrito; supuestamente integrada por esquistos calcáreos con mármoles subordinados. Como se aprecia, el componente de los esquistos calcáreos típicos de Cobrito en esta región parecen representan una parte minoritaria del corte; en su mayoría compuesto de mármoles esquistosos grafiticos.

¹² Pero en la unidad metamórfica 3 (o sea, la de mayor grado) no parece existir zonación metamórfica alguna y su grado metamórfico parece ser homogéneo. Las falsas apariencias que existen al respecto se deben a una reelaboración metamórfica de menor grado. No Tenemos dudas al respecto. Incluso, en el sector más interno de la unidad 3, en su parte limítrofe con la unidad 2, parece existir una intensa transposición estructural de los cortes de la unidad 3, probablemente relacionada con el metamorfismo (con plegamientos asociados) propio de la unidad 2 que reelaboraron parcialmente a las rocas de la unidad 3. (Millán: en Correspondencia de Millán y Álvarez-Sánchez, 2012).

¹³ Muchos autores en escritos sobre el Escambray, refieren a las rocas carbonatadas estratificadas como “mármoles”, o como “calizas cristalinas”, sin pronunciarse sobre los límites entre ambas cosas o lo que entienden por cada una de ellas. (Nota de los Autores).

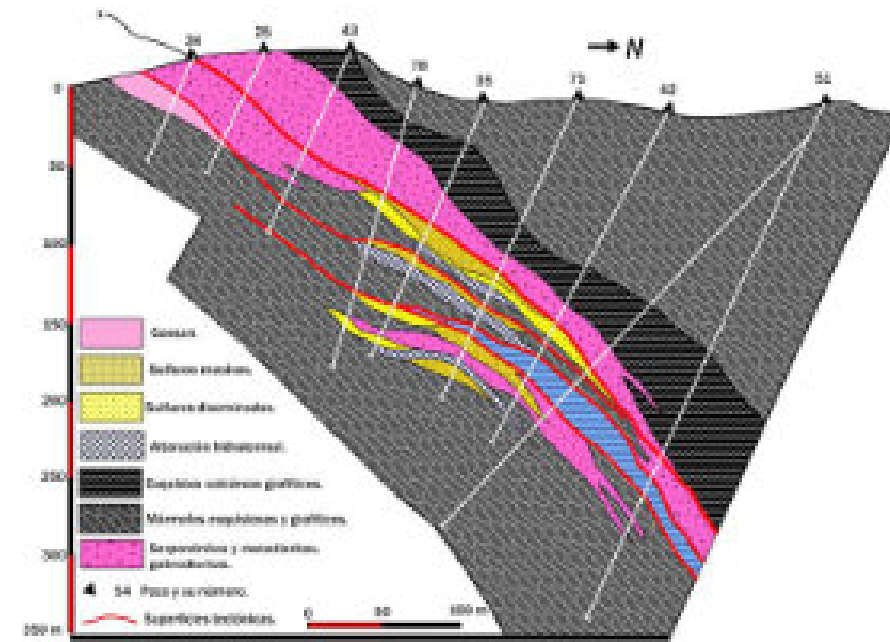


Figura.91. Perfil geológico del yacimiento La Carlota en el borde septentrional de la Cúpula de Trinidad. La mineralización está emplazada en un complejo de esquistos calcáreos, mármoles, calizas cristalinas y cuerpos de serpentinitas y metabasitas, relacionables con la Formación Cobrito (Basado en la Figura 7 de Tolkunov *et al.* 1974).

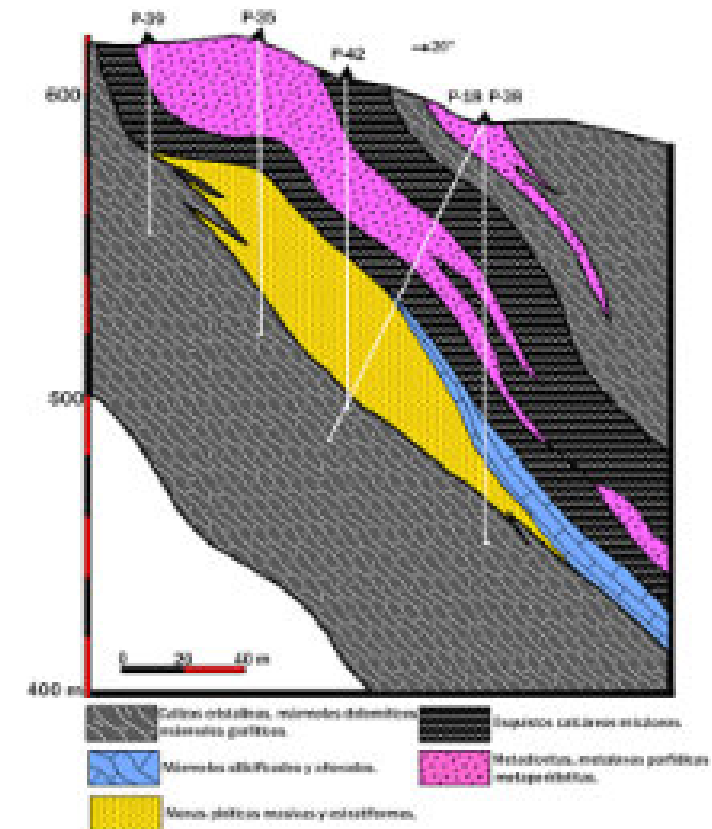


Figura.92. Perfil geológico del yacimiento Guachinango, situado al este del Yacimiento Carlota, en el borde septentrional de la Cúpula de Trinidad. Se puede apreciar en la estructura el predominio de los mármoles sobre los esquistos calcáreos y la identidad de la estructura con Carlota, con la participación sustancial de serpentinitas y metabasitas, relacionadas estrechamente con los esquistos calcáreos típicos de la Formación Cobrito (Basado en la Figura 7 de Tolkunov *et al.*, 1974).

Los contactos tectónicos concordantes apreciables entre techo y piso de los cuerpos minerales (**Figura 92**) pueden sugerir superposición de dos o más escamas tectónicas; una propia de Cobrito y otra con mármoles de otra

formación; aunque la parte inferior sub-mineral parece contener los mismos mármoles que la superior. Y, aunque estos mármoles se podrían asignar a otras formaciones del Grupo San Juan; por ejemplo, con la Formación Mayarí, de mármoles oscuros, fétidos, grafiticos, con capas de metasilicitas y de esquistos verdes (aunque muy raras estas últimas); hasta ahora en ellos no se conocen cuerpos minerales de sulfuros masivos, ni siquiera en pequeñas manifestaciones.

Al menos por este criterio, aunque discutible al fin, es posible concebir dudas que los mármoles grafiticos, dolomíticos, yesíferos; presentes en estos yacimientos, pertenezcan a la Formación Mayarí y sirvieran en parte como rocas anfitrionas de la mineralización sulfurosa. Los interrogantes deducibles del anterior repaso pueden formularse inductivamente del siguiente modo:

1-La Formación Cobrito posee cortes de mármoles en ocasiones mayoritarios sobre sus litologías típicas o; la Formación Cobrito puede estar compuesta mayoritariamente por mármoles y no por esquistos calcáreos en determinadas zonas o regiones o; Cobrito posee relaciones de transición facial y mezcla con las formaciones de mármoles; aún conservadas en algunas localidades, pero nunca comprobadas hasta el momento.

2-Las diferencias en el grado metamórfico entre escamas tectónicas y su influencia en el aspecto en masa. El alto contenido local de meta-ígneos. El inusual incremento de la potencia de las intercalaciones líticas no calcáreas en la Formación; pueden conducir a la separación dentro de la Formación Cobrito, de otras formaciones independientes y cartografiarlas como tales. Entre ellas: La Formación La Sabina. La Formación Yaguanabo. El Miembro San Blas de la Formación El Tambor. Incluso partes de la Formación Los Cedros.

Estas son cuestiones inquietantes y no resueltas en la geología del Escambray. Sin una cartografía adicional y futura será muy difícil dilucidar estas dudas a partir de lo conocido en la actualidad.

Serpentinitas asociadas a la Formación Cobrito.

Como se aprecia en las **Figuras 91 y 92**, en los perfiles en los yacimientos Carlota y Guachinango, las serpentinitas ocurren en estrecha asociación, tanto como elementos de la sección litológica como de los propios cuerpos minerales. Como los núcleos recuperados que seccionan estos cortes constituyen pruebas directas de tales relaciones, este hecho requiere una explicación. Si estas serpentinitas muestran o no, una relación genética con el magmatismo Cobrito¹⁴, es una cuestión abierta a investigaciones del futuro. Sin embargo, las serpentinitas espacialmente relacionadas con la Formación Cobrito en estas secciones detalladas, presentan una extraña característica. En los yacimientos del campo mineral las serpentinitas contienen cuerpos de sulfuros de la misma composición de los controlados por los esquistos calcáreos típicos de la Formación Cobrito (**Figura 91**; ver también la Figura 2 de Bolotin *et al.*, 1970). Si bien esta condición de mineralización no se puede descartar existente en otras serpentinitas del Escambray, jamás se ha observado en otra localidad. Por tanto, mientras diferentes descubrimientos refuten estas características, es posible formular algunas interrogantes: O la mineralización sulfúrica es epigenética respecto a las serpentinitas; o la mineralización mantiene alguna relación genética con las serpentinitas y las metabasitas asociadas o con los procesos de su formación. Estos depósitos (relacionados con el modelo Besshi por Stanik *et al.*, 1981) tienen un raro parecido en varios de sus rasgos estructurales y litológicos con los depósitos sulfurosos de Outokumpu (Finlandia) (Peltola, 1978; Koistinen, 1981; Treloar *et al.*, 1981) (v. Figura 3 de Pestola). Estos interesantes problemas se tratan en un estudio separado de esta obra.

¹⁴ Sin embargo, dentro de las secuencias del Escambray, existen también cuerpos de serpentinitas (antigoritas) y de metabasitas que forman parte de los protolitos propios del macizo, o sea, que no son ofiolíticos, sino que se trataron de intrusiones o intercalaciones basálticas, tales el caso de muchos cuerpos de eclogita contenidos en Loma La Gloria. Estos cuerpos se tratan de las manifestaciones de un magmatismo riftogenético o un magmatismo relacionado con la formación del margen continental de América del Sur. Esto no es de extrañar pues en Guaniguanico, cuerpos de gabros y diabasas cortan a las secuencias de la faja Cangre. Además, la Fm. Esperanza contiene intercalaciones de diabasas así como un cuerpo de gabro con serpentinita expuesto en la localidad Cabeza de Horacio. En correspondencia con este concepto, la Fm. Yaguanabo procede de un magmatismo básico de margen continental, mientras que los esquistos verdes Felicidad de un magmatismo riftogenético. De aquí mis reservas. Al respecto creo que una parte de las secuencias de tipo Cobrito y algunas secciones cartografiadas como la Fm. La Chispa, podrían tratarse de equivalentes de la Fm. Esperanza de Guaniguanico. (**Millán, correspondencia, 2012**)

Una breve conclusión.

Las primeras manifestaciones magmáticas en el Escambray datan del Jurásico Inferior-Medio (Esquistos Verdes Felicidad) y análogos en la Formación Loma la Gloria. Durante la sedimentación de las unidades desde Narciso hasta Collantes; el vulcanismo disminuyó hasta extinguirse, en tal medida, que las formaciones superiores de mármoles de rareza contienen esporádicas capas de metavulcanitas o ninguna. En la facies de La Llamagua; equivalente de bajo grado metamórfico de La Chispa, yacentes bajo los mármoles de las Formaciones Narciso y Saúco, este vulcanismo **falta por completo**; incluyendo a la Formación cimera de los mármoles, Vega del Café.

En contraste; al depositarse la Formación Los Cedros; primera del Grupo La Sierrita, sobre Vega del Café, última del Grupo San Juan; el vulcanismo se hace presente en capas de algunos decímetros a metros en Los Cedros. Prosigue con la Formación Yaguanabo; de espesor próximo a los 1000 m, de edad Cretácico Inferior y cesa al depositarse sobre Yaguanabo la Formación El Tambor. El Tambor es un flysch; techo estratigráfico del Escambray; cuyas grauvacas demuestran erosión de rocas de Yaguanabo y en cuyas secuencias ya solo se destacan intercalaciones de esquistos verdes metatufogénicos.

Hacia el oeste, en las unidades centrales de la Cúpula de Trinidad, la Formación Loma Quivicán descansa estratigráficamente sobre la Formación Collantes (v. Figura 80). Sobre Loma Quivicán yace la Formación La Sabina, metasilicítica esencial con intercalaciones metatufíticas de grano muy fino. Sobre La Sabina a su vez yace la Formación El Tambor. **La Formación Yaguanabo, simplemente falta en este corte.**

Es decir. Tenemos evidencias de unidades tectónicas con perfil estratigráfico–facial propio, con presencia o ausencia de actividad volcánica, alternativa y que hoy se encuentran en contacto de superposición o formando nappes dentro de una misma zona metamórfica. En contraste; en La Formación Cobrito, binomio estratigráfico con la Formación Loma La Gloria y equivalente isocrono de los mármoles; el vulcanismo no se ha detenido y a partir del nivel de Loma La Gloria, el vulcanismo prosigue activo con interrupciones de corta duración, hasta el techo de la Formación Cobrito. La distribución del vulcanismo; su presencia o su falta en formaciones isócronas, a pesar de su aparente continuidad o contacto espacial; **es una demostración elocuente de la estructura en mantos tectónicos del Escambray; tan valiosa como la superposición de grados metamórficos contrastantes y hasta incompatibles.** También la distribución del magmatismo es una demostración de la división en regiones faciales que dividían el dominio Escambray en las etapas tempranas de su desarrollo.

9.1.6.1. Formación Cobrito. Miembro La Horqueta.

Autores.

G. Millán Trujillo y H. Álvarez-Sánchez, 1992.

Antecedentes.

Millán y Somin (1981a; 1985 b; Somin *et al.*, 1992) describen inter-estratificaciones de esquistos metaterrígenos de Loma La Gloria con calcoesquistos y mármoles, en el contacto con la Formación Cobrito. Esta facies era de esperar en otras áreas de los nappes con la secuencia Loma La Gloria-Cobrito. Millán y Álvarez-Sánchez (1992), durante el levantamiento del SW de la Cúpula de Trinidad estudiaron detalladamente una de estas secciones en una localidad excelente; en el macizo de Lomas de San José, al sur del poblado La Sierrita. Un sitio notable en el Escambray donde Stanik *et al.* 1981 argumentaron la inversión tectónica de las formaciones. En esta región los autores, arriba citados, encontraron la facies de transición Loma La Gloria-Cobrito en la base de las Lomas de San José-Pico Blanco. Esta unidad podía ser cartografiada a lo largo de kilómetros y la regularidad de su composición y extensión requería distinguirla como un Miembro. Dadas su posición y litología alternante, debe pertenecer tanto a una como a la otra formación¹⁵.

¹⁵ Artículo 25. Miembro. Un miembro puede extenderse lateralmente de una formación a otra. Código Estratigráfico Norteamericano.

Sinónimos.

En la Cúpula de Sancti Spiritus, Somin *et al.*, 1992 describieron unos mármoles oscuros a menudo brechiformes con capas de esquistos granato-glaucofánicos y eclogitas. Seguidas por su rumbo, terminaban por ser reemplazada por las rocas típicas de la Formación Cobrito en transición. Denominadas como *Caracusey lithofacies*¹⁶, pueden considerarse un sinónimo parcial de Miembro La Horqueta de la Formación Cobrito.

Área Tipo. Origen del nombre.

Cúpula de Trinidad. Provincia de Cienfuegos. En las elevaciones de la región de La Sierrita; al Sureste de esa localidad (Macizo de Lomas de San José-Pico Blanco), con elevación máxima de 700 msnm. En esa localidad existen muy buenos afloramientos en secciones cortadas desde el valle de Monforte hacia las alturas de Pico Blanco. El nombre se deriva de la Finca La Horqueta, localizada al Sur del poblado de La Sierrita, en las elevaciones al oriente del poblado de Monforte. Tratándose de un área relativamente despoblada, no se dispone de otro nombre más adecuado.

Localidad Tipo.

Situada al E-SE del caserío de Monforte; desde las faldas hasta la cima de cota 589 m; cuyas coordenadas son: Norte 238.07 y Este 576.20. Hoja La Sierrita. 1:50, 000. ICGC.

Holoestratotipo. Definición.

Abarca las coordenadas N 237.98 y E 575.90 y N 238.07 y E 576.20. Hoja La Sierrita. 4181 IV. ICGC. (Figura 93,94). La sección comienza con metaareniscas qz+mica+gr y metapelitas gráficas, metabasitas clinopiroxénicas y eclogitas; con capas finales de esquistos carbonato-granate-onfacita-fengita-zoisita de tipo Algarrobo. En este nivel ocurren las primeras capas de un mármol gris oscuro moscovítico en estratos definidos, con capillas gráficas. Estos lechos son cada vez más frecuentes y potentes y se igualan a los metaterrígenos, afirmándose la sección del Miembro La Horqueta; cuando se alcanza uniformidad en el espesor de las intercalaciones; entre un decímetro hasta varios metros. En el tope, la participación del elemento carbonático predomina y los metaterrígenos se subordinan; nivel donde se establece el corte normal de la Formación Cobrito s. l.



Figura.93. Localidad Tipo y perfil del Holoestratotipo del Miembro La Horqueta de la Formación Cobrito. Hoja La Sierrita 4181 IV. ICGC. (Gráfica H. Álvarez., 1992).

¹⁶ Es en la facies Caracusey, que fueron encontrados los radiolarios del género *Spumellaria*. (Nota de los Autores).

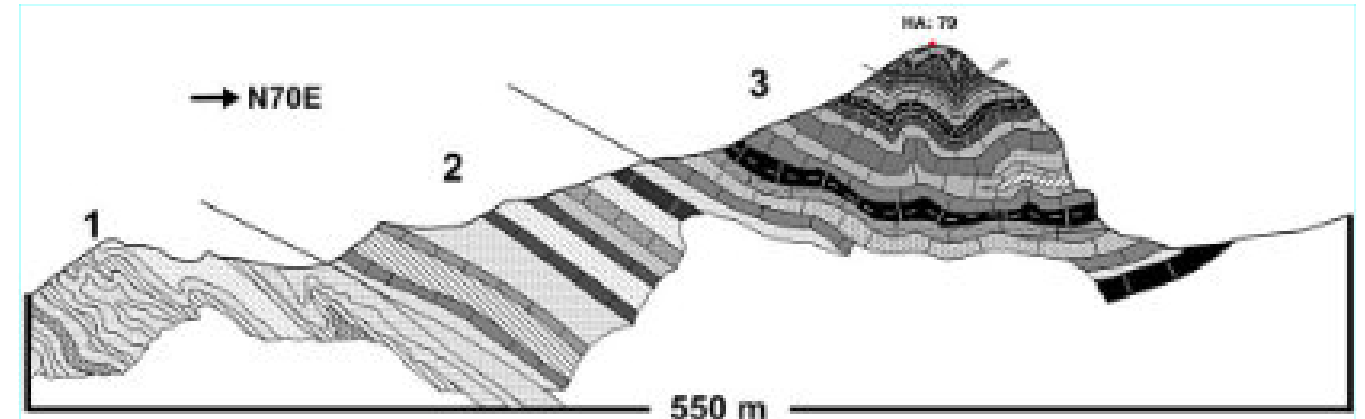


Figura.94. Perfil esquemático por el Holoestratotipo del Miembro La Horqueta: 1-Formación Loma La Gloria. 2-Miembro La Horqueta. 3-Formación Cobrito s.l. (Sobre un dibujo de campo de Álvarez-Sánchez, 1991).

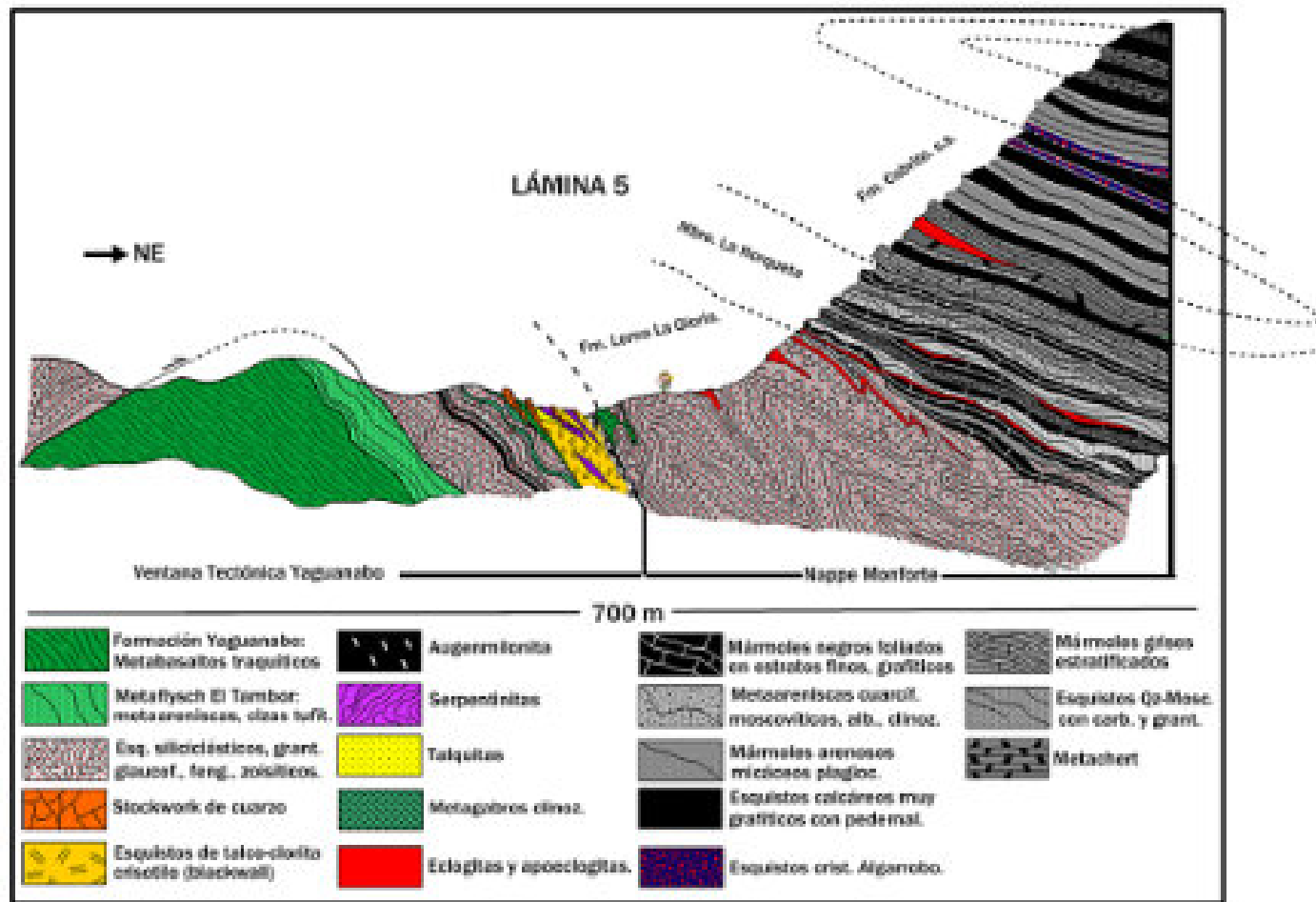
Composición petrográfica mineralógica. Caracteres distintivos.

El Miembro La Horqueta (Lámina 5) es inconfundible en la estratigrafía del Escambray. Consiste de ritmos de capas metaterrígenas y metacarbonáticas de mármoles grises a negros bien estratificados, gráficas, de grano medio, moscovíticos, en potencias desde 5 a 10 centímetros hasta bancos de hasta 10 metros, conservando la buena estratificación, marcada por lechos metaterrígenos. Son de un gris muy oscuro y frecuentemente llegan a ser negros a causa no solo del grafito sino, al parecer, por un contenido bituminoso primario finamente disperso en la masa. También ocurren esquistos calcáreos impuros, micáceos, cuarzo albiticos gráficas en capillas muy finas, foliadas. A veces contienen segregaciones de calcita blanca elipsoidales, sugerentes de restos fósiles elongados y recrystalizados, completamente sustituidos por calcita. Sugieren en los afloramientos, una cierta estratificación gradual rítmica y contienen asociaciones con calcita, cuarzo, albita, mica blanca, grafito; con rutilo o esfena accesorios. En ocasiones se suman zoisita o clinozoisita. Las intercalas metaterrígenas son en mayoría esquistos metapsamíticos cuarzo-moscovíticos, a veces albiticos, más o menos gráficas, de color grisáceo, con manifestaciones ocasionales de carbonatización superpuesta. Contienen albita; mica, rutilo, apatito y circón accesorios. En ocasiones también contienen granate, zoisita o clinozoisita. El rutilo suele estar parcialmente transformado en esfena. Las metapelitas son, a menudo, gráficas ricas en moscovita, de color a gris acerado a gris pardo. La clorita, tanto en los metaterrígenos como en los esquistos carbonáticos tiene un carácter muy tardío. En una localidad, entre el límite de la Formación Loma La Gloria y el Miembro La Horqueta, observamos una sección de aproximadamente 15 m de potencia de unas cuarcitas metasilicíticas con albita y granate y eflorescencias de manganeso. Estas rocas se agregan al corte de La Horqueta, ya que en otras regiones del Escambray las metasilicitas son comunes en ambas formaciones.

Dentro de La Horqueta, en los cortes septentrionales del Nappe Monforte, encontramos cuerpos concordantes de una roca eclogítica. Las eclogitas, desde finas láminas, llegan a los primeros metros de potencia hasta un caso cercano a 20 m. Unas capas yacen en el horizonte de transición Loma La Gloria-Cobrito y varias plenamente dentro de Cobrito. Una de ellas mostraba una clara textura relictica gábrica y otras de grano fino quizá fueron de protolito basáltico. Las capas de eclogitas en Cobrito se extienden en concordancia por cientos de metros y los contactos frecuentemente se ven transformados en una roca marmórea granatífera, con finos granos de sulfuros, interpretables como restos recrystalizados de los contactos activos del protolito original de las eclogitas (rocas erlanas¹⁷). En los contactos hacia el sur, las eclogitas paulatinamente hacen transición hacia esquistos glaucofánicos granatíferos y en un caso, una de las capas pasaba suavemente a un metagabro clinopiroxénico. De hecho varias evidencias del comportamiento de los cambios en el estado de retrogresión y la composición de los protolitos gábrico/basálticos indicaban un grado metamórfico algo atenuado hacia el sur del Nappe Monforte.

¹⁷ Erlan: Es un término de origen checo. Se trata de una roca metamórfica de contacto compuesta principalmente por silicatos de calcio. (Nota de los Autores).

El nombre **Nappe Monforte**, fue creado y surge por primera vez en la literatura sobre el Escambray, en el trabajo de Millán y Álvarez-Sánchez (1992). El concepto se refiere a las unidades compuestas por un corte de las Formaciones Loma La Gloria y Cobrito, que en su general extensión en ambas cúpulas del Escambray, mantienen un grado metamórfico uniforme de esquistos azules con cuerpos nativos de eclogitas del tipo C (según MacDonald, 1997; Álvarez-Sánchez *et al.*, 1992). De acuerdo a los autores de este concepto todas las unidades con estas características en el Escambray son Nappes Monforte o nappes de tipo Monforte. Solo en las zonas internas menos metamórficas se ha descubierto un kippen de este manto tectónico en la región SW de la Cúpula de Trinidad (Klippe Monforte) en las Lomas de San José, al sur del poblado de La Sierrita.



Las eclogitas frecuentemente son muy frescas, compactas y duras, con un agrietamiento poligonal. Son verde grisáceo, azulado y rojizo y yacen conformes dentro de los lechos metaterrígenos-metacarbonatados. La asociación eclogítica consta de clinopiroxeno-granate-zoisita y rutilo en proporción variable, predominando uno u otro o faltando uno de ellos. Esta asociación aparece diaforizada en condiciones de alta presión, por la generación de glaucofana o un anfíbol verde azulado, mica blanca, clinozoisita y un granate de segunda generación (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992).

Posteriormente aún ocurrió una diafóresis de la facies de los esquistos verdes, destacada por la conversión de la eclogita en un esquisto verde con pocos relictos y de fábrica muy foliada, con asociaciones de: actinolita-clorita-albita-clinozoisita y epidota, mica y esfena. Estas eclogitas de compleja historia metamórfica, sin evidencia de emplazamiento tectónico, pertenecen a la variedad de eclogitas nativas o estrato-conformes (Millán y Álvarez-Sánchez, *ibid.*), derivadas de inyecciones concordantes de gabro o diabasas o lechos basálticos, en ambas cúpulas del Macizo Metamórfico Escambray.

Muy a menudo estas eclogitas se encuentran como clastos y bloques sostenidos por serpentinitas foliadas; en convivencia con bloques de calcoesquistos, mármoles, metaterrígenos, esquistos Algarrobo, esquistos glaucofánicos y

diversos productos de la diafóresis de las mismas eclogitas. Esta **brecha** resulta de la fragmentación causada por las serpentinitas, en su movimiento a través del interior de unidades tectónicas, que ya contienen, en su propia constitución, un muestrario completo de la totalidad de las rocas transportadas por las serpentinitas (v. el Capítulo sobre las eclogitas en el V. 3 de esta obra).

Muy cerca de la base del Miembro La Horqueta en la región de La Sierrita; en el interior de los metaterrígenos de la Formación Loma La Gloria; yace un cuerpo métrico de metabasitas granatíferas-clinozoicíticas fuertemente crenulado con relictos de gabro. Los metagabros hacen contacto tectónico con una zona de serpentinitas, metasomatizadas convertidas en esquistos miloníticos talquíticos derivados de serpentinitas, rodeadas de una camisa de clorita, tremolita, cuarzo y carbonato muy foliada (**Figura 95**), cortada por vetas de cuarzo de temperatura baja.

Las talquitas muestran una elevada saturación férrica y aún pueden notarse cristales relictos de magnetita. Hacia el borde NE se destacan blastomilonitas gráficas, donde sobreviven augens de mármol y de metaterrígenos embebidos en la matriz. Es probable que esta faja de blackwall¹⁸ sea la base de la Unidad Monforte; relicto de una superficie potente, con restos escamosos atrapados de Loma La Gloria.

Superficies muy similares a esta existen en numerosas localidades con afloramientos de la base de las unidades de nappes del tipo Monforte en ambas cúpulas. Frecuentemente se manifiestan como fajas estrechas de serpentinitas, no siempre caracterizadas por rasgos comunes y constantes. Muy al contrario, presentan una considerable variabilidad en sus contenidos internos y estados de alteración hasta el punto de constituir lo que en justicia se puede llamar el “**problema de las serpentinitas del Escambray**”.

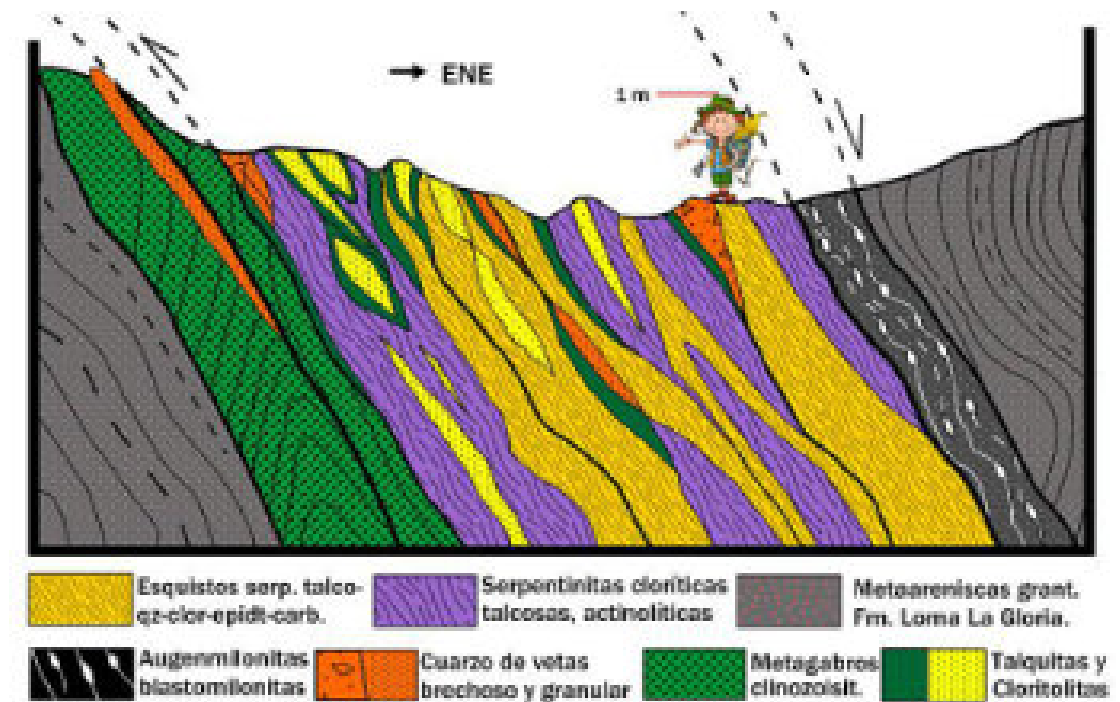


Figura.95. Zona de blackwall interpretada a partir solo de datos de superficie. (Sobre un dibujo de campo de Álvarez-Sánchez, 1991. (Escala gráfica).

9.1.6.2. Revisión de la categoría estratigráfica de la Formación Boquerones.

Autores.

Millán y Somin, 1985b (en Franco Álvarez *et al.*, 1992, pag. 126).

¹⁸ En el concepto de Chidester, 1961. (Nota de los Autores).

Razones para el cambio de rango.

La propuesta Formación Boquerones (Millán y Somin, 1985b) era reconocida como Formación Cobrito por Millán y Somin (1985 a) y por la Expedición Escambray II. Mientras Escambray II conservó el concepto “Cobrito”, independiente de la mayor o menor potencia de metabasitas o metasilicitas en tanto la litología esencial resulta la misma; Millán y Somin disociaron la Formación Cobrito en dos entidades; la Formación Cobrito y la Formación Boquerones¹⁹. Es difícil seguir el pensamiento de Millán y Somin (1985) en este caso.

Desde mi punto de vista se trata de un ejemplo de la diferenciación de formaciones, eminentemente iguales, a partir de su grado metamórfico o por encontrarse en fajas separadas por una falla o parte de nappes en contacto. En la discusión del **Epígrafe 6.3 T 1**; expuse, las razones para rebajar el rango de Boquerones a Miembro de la Formación Cobrito. No parece justificado ni creo exista utilidad práctica en separar una “Formación Boquerones” sin suficientes diferencias con la Formación Cobrito.

Lamentablemente esta cuestión nunca fue discutida y en la actualidad la “Formación Boquerones” es un nombre presente en la literatura nacional e, incluso, internacional. Un problema fuera de mi alcance remediar y segura materia de futuras discusiones. Mientras tanto, en este trabajo, el nombre Boquerones se describe como un miembro, ligeramente diferenciado, de la Formación Cobrito s. L.

9.1.6.2.1. Formación Cobrito. Miembro Boquerones.

Origen del nombre.

Boquerones es un arroyo antecedente, con nacimiento en la Cúpula de Trinidad, conectado a su salida de las montañas, con cauces pequeños de afluentes izquierdos del Río Arimao. También es el nombre de una pequeña comunidad agrícola en el norte de la Cúpula de Trinidad (**Figura 96**).

Localidad Tipo. Área Tipo.

El Miembro Boquerones de la Formación Cobrito se distribuye con amplitud en las regiones septentrionales de ambas cúpulas. Millán (1997) estima a Boquerones como una Formación independiente, formando parte de la columna estratigráfica de su Cuarta Unidad Tectónica de Orden Principal (Millán, 1997); extendida en la periferia septentrional de ambas cúpulas Trinidad-Sancti Spiritus (**v.** Figura 1; Millán *ibid.*).

Sección de referencia.

Una buena sección de este Miembro aflora en la Carretera Cumanayagua a Mina La Carlota, integrado por esquistos calcáreos micáceos grafiticos finamente estratificados de color gris a negro, mármoles foliados muy oscuros grafiticos, con intercalaciones de metasilicitas e incluso con secciones métricas de metasilicitas apopedernálicas (**v. Figura 19. Tomo Uno**). Es en esta localidad donde Álvarez-Sánchez (en 1984) tomó unas muestras en esquistos calcáreos dolomíticos muy grafiticos con restos de palinomorfos, determinados como Jurasico Superior-Cretácico Inferior.

Estratotipo. Aclaración.

Solo en el Léxico Estratigráfico de Cuba (Franco Álvarez *et al.*, 1992, *ined.*) se registra una descripción de un estratotipo²⁰. En la versión del Léxico Estratigráfico citada se refiere como descripción original de Boquerones a Millán y Somin (1985 a), circunstancia no correcta; puesto que ese trabajo describe una faja septentrional de la Formación Cobrito y no alguna Formación Boquerones. El nombre “Boquerones” aparece en Millán y Somin (1985 b)

¹⁹ Idéntica a Cobrito con diferencias pretextadas en la menor o mayor abundancia de intercalaciones y del grado metamórfico de dichas intercalaciones. Boquerones también contiene esquistos verdes y metasilicitas, solo que en capas menos potentes. (Nota de los Autores).

²⁰ Una descripción idéntica, tanto del perfil típico como de la unidad misma aparece en una segunda edición del Léxico Estratigráfico de Cuba (Furrazola-Bermúdez *et al.*, 1994, *ined.*). (Nota de los Autores).

como una nueva formación “*similar a la Fm. Cobrito y que se consideró antes como parte de esa Formación*” (Millán y Somin, 1985 b).

Pero ni en Millán y Somin (1985 a o b) ni tampoco en alguno de los trabajos posteriores (Millán, 1990, 1997, 1998) fue definido un estratotipo para esta unidad. El corte descrito en el Léxico Estratigráfico (Franco Álvarez, *ibid.*) (y no en Millán y Somin 1985 a), se encuentra en el Arroyo Boquerones, entre las coordenadas Lambert. Inicial N 248.700 y E 602.350. Final N 249.450 y E 602. 450. Hoja Cumanayagua 4182 II. ICGC. (**Figura 96**).

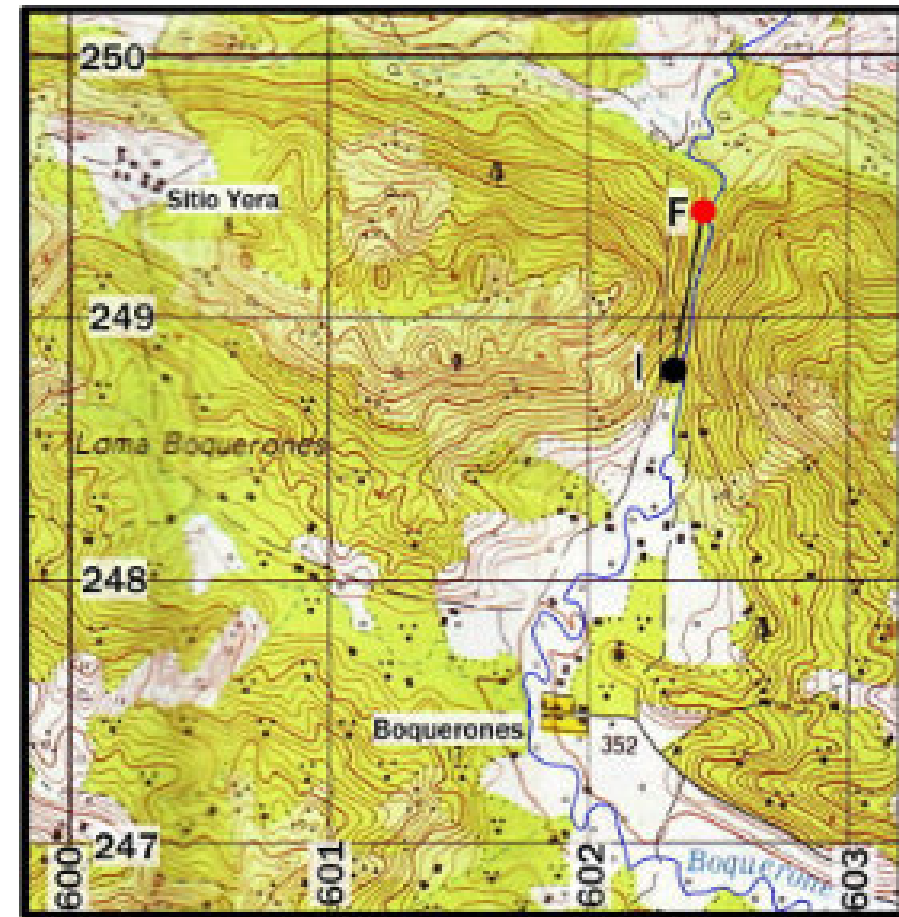


Figura.96. Localidad Tipo y Perfil Tipo del Miembro Boquerones de la Formación Cobrito. Hoja Cumanayagua 4182 II. ICGC. Hoja Boquerones 4182-II-d. 1:25,000. (Gráfica H. Álvarez-Sánchez y L. Bernal).

Litología.

El Miembro Boquerones consiste de esquistos calcáreos, ricos en mica blanca; a veces muy grafiticos (**Figura 97**); mármoles foliados, negros o grises, a veces dolomíticos (**Figura 98**) e intercalaciones de metasilicitas y metabasitas. La estratificación es muy fina en todas las litologías y de aspecto rítmico en partes. Probablemente, como señala Millán, el protolito de esta unidad pudo formarse como un flysch calcáreo de corrientes de suspensión, aunque no se destacan claramente relictos de graduación de grano ni secuencias Bouma. Las rocas originales parecen derivarse de lutitas o margas calcáreas, calizas micríticas, chert estratificado y vulcanoclastitas básicas. Las capas de metabasitas no alcanzan la potencia y extensión de sus análogas presentes en la Formación Cobrito s. L. Las metasilicitas tampoco alcanzan la extensión y potencia observada en las unidades de Cobrito afloradas al sur de la faja septentrional ocupada por el Miembro Boquerones.

El Miembro Boquerones de la Formación Cobrito, se relaciona estratigráficamente con los metaterrígenos del Miembro La Herradura mediante relaciones de transición (Millán, 1985 b), en la región septentrional de la Cúpula de Trinidad y septentrional y oriental de la Cúpula de Sancti Spiritus. La sucesión estratigráfica se encuentra en posición normal, con los metaterrígenos La Herradura; bajo el Miembro Boquerones, de la Formación Cobrito.



Figura 97. Afloramiento del Holoestratotipo del Miembro Boquerones. Esquistos calcáreos negros finamente estratificados. (Fuente: Foto del Instituto de Geología y Paleontología).



Figura 98. Esquistos calcáreos gráficos del Miembro Boquerones de la Formación Cobrito. (Foto de L. Bernal. 2010. Instituto de Geología y Paleontología).

Caracteres distintivos.

Desde el punto de vista de su reconocimiento de campo, se depende de cual parte de la Formación Cobrito sirve de patrón y de la práctica del observador en geología del Escambray. En secciones parciales de escasa longitud es difícil, cuando no prácticamente imposible, distinguir estas unidades entre si a la escala de los mapas, actuales.

Esta es una razón sustancial e influyente en el nivel del conocimiento actual, para objetar la categoría de formación independiente de Boquerones y no debe aceptarse. Como fue explicado en el **Epígrafe 6.3**, para los efectos de la cartografía no es importante si Cobrito, aflora en una unidad tectónica "de orden superior", "nappe", o "zona metamórfica"; en tanto sus rasgos fundamentales y propios se mantengan reconocibles.

Es mi opinión ser Boquerones un equivalente lateral de la Formación Cobrito, con intercalaciones de metasilicitas y esquistos verdes, incluso con intercalaciones metaterrígenas en su base; exactamente igual que otras localidades típicas de Cobrito, en su relación primaria con la Formación Loma la Gloria.

9.1.6.3. Relaciones estratigráficas y tectónicas de la Formación Cobrito.

La Formación Cobrito es una de las claves geológicas del Escambray, capaz de esclarecer varias cuestiones de su estructura tectónica e historia: La edad de sus sedimentos primarios es conocida. Estratigráficamente es un equivalente de las formaciones de mármoles en conjunto y las sustituye en las columnas representativas. En la totalidad de las unidades donde se representa mantiene la relación constante con los sedimentos metaterrígenos de la base; de modo que funciona como una especie de horizonte guía. Es la única formación carbonatada del Escambray que alcanzó la facies eclogítica y la única de las formaciones carbonáticas en contener los Esquistos Cristalinos Algarrobo, particularidad compartida con la Formación Loma la Gloria. Al contener las evidencias de un vulcanismo regional distanciado de los mármoles, sin interrupciones importantes a los largo de su despliegue; representa una unidad paleogeografica diferenciada.

En la mayoría de las localidades los cortes de la Formación Cobrito debutan con el Miembro La Horqueta, en una transición estratigráfica con Loma La Gloria, integrando la unidad metamórfica de HP eclogítica coherente (**Lámina 5**). Excepciones son raras de observar, aunque el horizonte de transición puede quedar reducido a una potencia insignificante.

Esta relación caracteriza bien los cortes de los nappes de tipo Monforte (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992) y en general es algo bien establecido que en todo el Macizo del Escambray la Formación Cobrito s. s., ocupa las regiones próximas al perímetros de las cúpulas. Esta característica es mucho más acentuada en la periferia de la Cúpula de Trinidad. Pero en la de Sancti Spiritus, mucho menos erodada, se encuentran en posición más interna y hacia el sur, aflora formando más de un tercio de la cúpula. Un hecho, aparentemente simple, unido a la condición de no conservación en las regiones internas de la Cúpula de Trinidad de afloramientos de las Formaciones Loma La Gloria y Cobrito, exceptuando el klippe de Monforte y la misma conservación de este elemento; es una demostración del barrido de Cobrito y de su base de la región central de la Cúpula de Trinidad y de gran parte de sus bordes occidental y meridional. Es difícil explicarlo de otra manera, sino al aceptar su posición tectónica cimera en el corte estructural del Escambray. Por cuya causa, durante la emersión fueron eliminadas por la erosión o removidas de su posición por deslizamiento gravitacional, al menos en la cúpula occidental.

Formación Boquerones. La cuestión de la faja septentrional.

Millán y Somin (1995 a, b) y Millán (1997) presentaron sucesivamente varios arreglos diferentes, de unas zonas o unidades tectónicas, integradas cada una de ellas por varias unidades menores de nappe. Los sucesivos intentos y variantes de estas divisiones fueron objeto de varios cambios a menudo bastante radicales (**v. Álvarez-Sánchez y Bernal Rodríguez, 2008²¹**). Millán 1997, presentó el esquema final de esta división (**Figura 99**), cual es citada a partir de esa fecha por casi el total de los trabajos sobre el Escambray (Auzende *et al.*, 2002; Blein *et al.*, 2003; Schneider *et al.*, 2004; Stanek *et al.*, 2006; García-Casco *et al.*, 2006; García-Casco *et al.*, 2008; Hattori y Guillot, 2007 y otros).

²¹ Otras nomenclaturas fueron definidas en Millán y Somin (1985 b) y en Millán (1990). (Nota de los Autores).

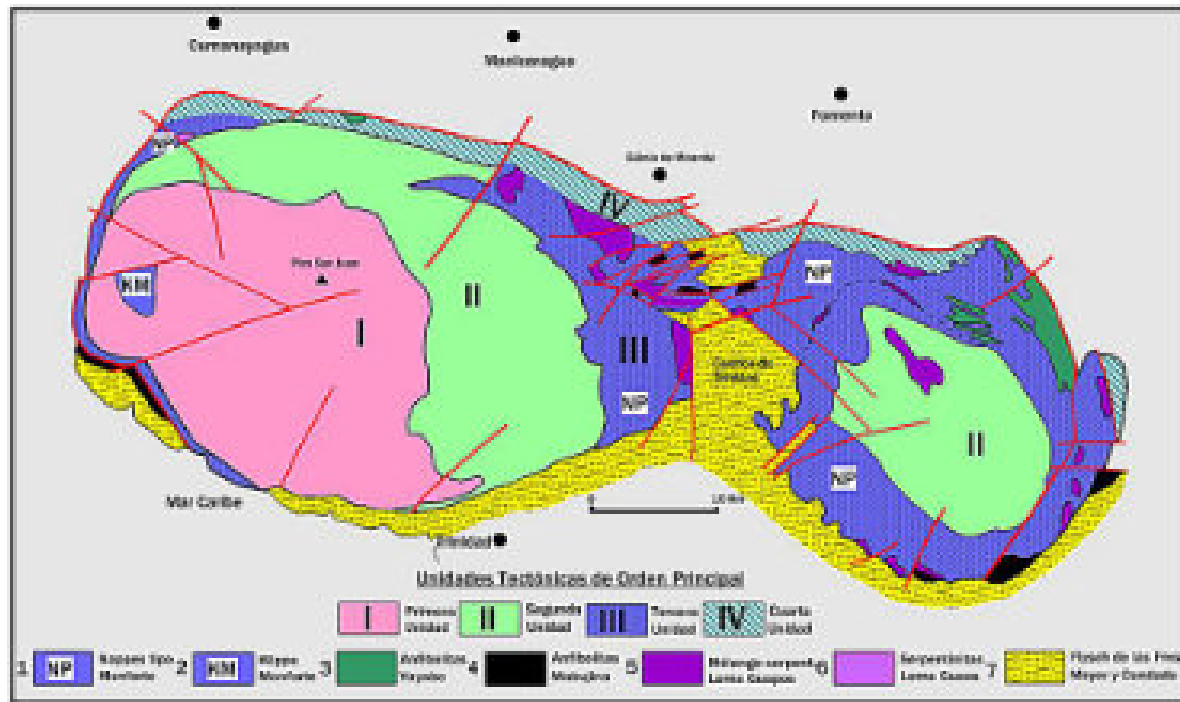


Figura. 99. Mapa de Unidades Tectónicas de Orden Principal. Unidad I: Metamorfismo de facies de los esquistos verdes. Unidad II: Metamorfismo de alta presión y bajo grado de facies glaucófana-lawsonita. Unidad III: Metamorfismo de alta presión glaucófano-eclogítico. Unidad IV: ¿Metamorfismo de alta presión? y bajo grado. Mélange ultramáfico Loma de Los Guapos, de alta presión, según el concepto de la Expedición Escambray II. Las serpentinitas Loma Guaos, representa los cuerpos en el Escambray que carecen de característica de mélange y no contienen rocas cristalinas de alta presión. Las Anfibolitas Mabujina forman restos tectónicos en los extremos S, SE, SW de las cúpulas y en el puente estructural fracturado que separa la Cuenca de Trinidad en dos subcuencas y enlaza las cúpulas. Las Anfibolitas Yayabo forman una unidad independiente de origen no aclarado. Los Nappes NP, denominados Nappes de Tipo Monforte, contienen la misma columna estratigráfica, propia del Klippe del mismo nombre del SW de la Cúpula de Trinidad. Redibujado a partir de la Figura 1 de Millán (1997).

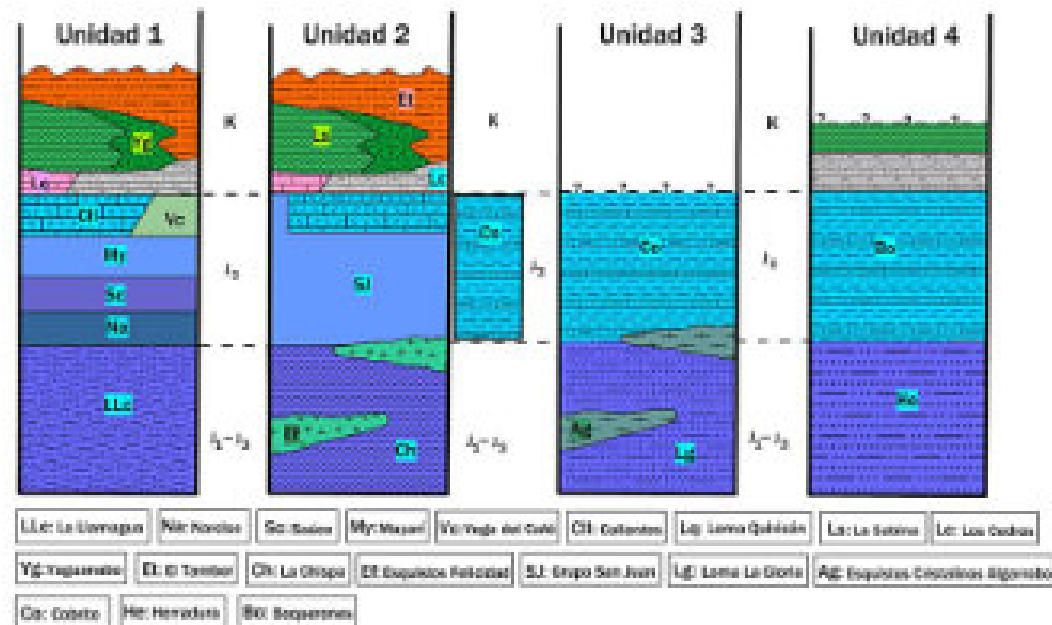


Figura. 100. Formaciones litoestratigráficas de las Unidades de Orden Principal. Unidad I: La Llagueta. Narciso. Saúco. Mayarí. Vega del Café. Los Cedros. Loma Quivicán. Yaguanabo. La Sabina. El Tambor. Unidad II: La Chispa (y Esquistos Verdes Felicidad). Grupo San Juan (¿). Collantes. Los Cedros. Loma Quivicán. Yaguanabo. La Sabina. El Tambor. Unidad III: Loma La Gloria (y Esquistos Cristalinos Algarrobo). Cobrito. Unidad IV: Herradura. Boquerones. Los Cedros. La Sabina. Redibujado a partir de la Figura 1 de Millán (1997).

La distinción propuesta por Millán y Somin (1985b) entre la Formación Cobrito y la Formación Boquerones, derivó en la distinción (Millán, 1997) de una unidad tectónica independiente, integrada por la Formación Boquerones, yacente sobre la Formación Herradura (metaterrígenos) y separada del resto de las unidades internas como un nappe, por una superficie de cabalgamiento. Millán (1997) llamó a esta estrecha faja septentrional como **Cuarta Unidad Tectónica de Orden Principal**. De acuerdo con Millán, 1997; la **Cuarta Unidad**, cuyo grado metamórfico se suponía de alta presión, aunque no bien caracterizado (Millán y Somin, 1985 b; Millán, 1997; pag. 278); es interpretada como la más elevada de las unidades tectónicas del Escambray.

La Cuarta Unidad, cabargaría a todas las restantes: A la **Tercera Unidad** (de alta presión y la de mayor grado metamórfico) y en parte a la **Segunda Unidad** (también de alta presión pero de bajo grado metamórfico). De acuerdo a Millán, cada una de estas unidades contiene un corte estratigráfico propio, caracterizado por cierto grado metamórfico común (Figura 100).

Sin embargo, existen evidencias de una realidad estructural y metamórfica en comparación con la interpretación de Millán (1997), probablemente más simple, o más complicada; según se vea.

¿Cuáles son finalmente las diferencias a considerar entre la Cuarta Unidad o la Tercera Unidad?

La Expedición Escambray II no encontró diferencias estratigráficas significativas entre el borde de la Cúpula de Trinidad y las unidades más internas asignadas a la Tercera Unidad. En ambas afloran secciones parciales de formaciones del Grupo La Sierrita. Millán y Álvarez-Sánchez (1984) describieron en las cercanías de La Carlota, hacia el Sur de la Cuarta Unidad, una sección (Formación Charco Azul²²) (Figura 101) posteriormente nombrada como Formación Los Cedros (en Franco Álvarez *et al.*, 1992).

En el mapa geológico 1:100,000 del IGP (Hoja 4182) vastas áreas entre el río Jibacoa y la carretera Crucecitas-Cumanayagua, aparecen casi completamente cubiertas por las Formaciones Los Cedros y La Sabina y, aunque se trata de una gran exageración, al menos sirve para destacar la presencia de las formaciones del Grupo Crucecitas, igualmente en la Cuarta Unidad como en la Tercera Unidad. Si tanto en una como en la otra faja ocurren afloramientos de formaciones del Grupo La Sierrita, estratigráficamente yacentes sobre la Formación Cobrito, parece inevitable llegar a la conclusión de que la Cuarta Unidad de Orden Principal, o necesita volverse a definir o, simplemente no existe. Ya en Somin *et al.*, 1992, se explicó que las diferencias entre la “Unidad Boquerones” con la Formación Loma La Gloria se relacionaban con la falta de metabasitas y alternaciones más finas de cierto tipo de rocas; pero que “el fondo litológico básico, el grado metamórfico y la estructura son idénticas”²³.

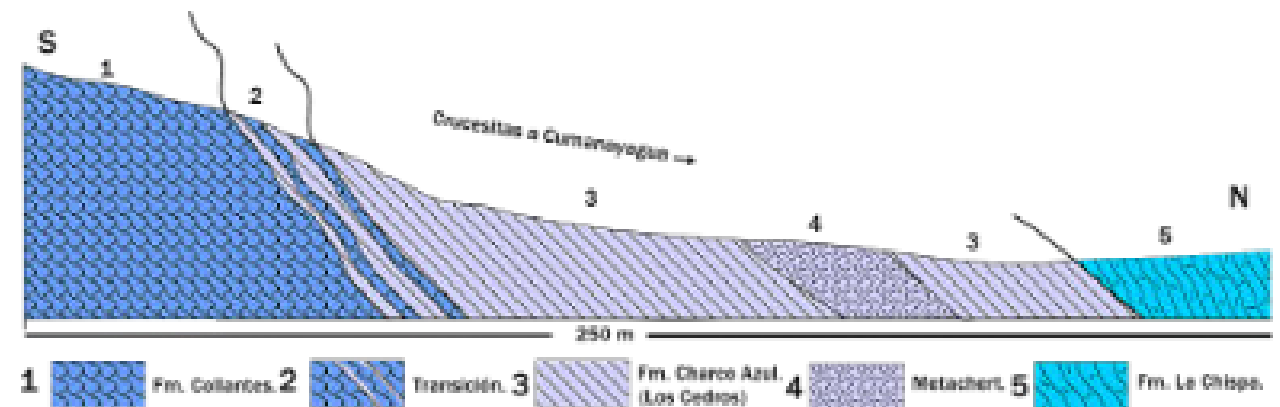


Figura 101. Localidad tipo de la Formación Charco Azul, rectificada a Formación Los Cedros. Corte de la carretera Crucecitas-Cumanayagua. Cercanías de la mina La Carlota (N 251.00 y E 586.65. Cumanayagua 1:50,000), dentro de la Zona de Glaucófana (Lámina 6) o Segunda Unidad de Orden Principal (de Millán, 1997). (Según un dibujo de campo de Millán y Álvarez-Sánchez, 1984).

²² Álvarez-Sánchez; en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, Epígrafe III.3.3.4.3. pag. 246).

²³ Fossils of *Nasselaria* (*Albaillearia* 2) radiolarians were found by Somin and Millán in carbonate rocks analogous to those of the Caracusey lithofacies but belonging to the Boquerones unit [19]. The difference between this unit and the Loma la Gloria Formation consists only in a lack of metabasite bothes and a finer alternation of rocks of different composition; the basic lithological background, degree of metamorphism and structure are identical. (Somin *et al.*, 1992. pag.107).

En la cuadrícula 251-252 Este y 593-594 Norte (Lambert) se encuentra el único cuerpo de las Anfibolitas Yayabo identificado con seguridad en la Cúpula de Trinidad, formando parte de la Cuarta Unidad. Sin embargo, los cuerpos principales de Yayabo, cuyos escenarios principales se encuentra al oriente de la Cúpula de Sancti Spiritus; mantienen una rigurosa relación con la **Tercera Unidad**, integrada por el par Loma La Gloria-Cobrito en lo principal y no con la **Cuarta Unidad**; según el propio Millán 1997. Nunca las Anfibolitas Yayabo se han reportado fuera de esta relación porque se consideran pertenecientes a la Tercera Unidad (Millán, *op cit.*); supuesto con el que concuerdo completamente.

Otro aspecto discutible que alimenta las dudas es el grado metamórfico de la **Cuarta Unidad**, al parecer no bien establecido por Millán. De hecho ya existían datos suficientes desde 1986, caracterizando a esta faja de metamorfismo como de de alta presión, perteneciente a la Zona de Glaucofana. Como se aprecia en la Lámina 6, el grado metamórfico de la **Cuarta Unidad** se extiende hacia el sur por varios kilómetros hasta el contacto con la Zona de Lawsonita, como se presenta en la **Lámina 6**; encontrándose dentro de este ámbito un metamorfismo glaucofánico, suficientemente caracterizado en ambas fajas; ya que no se dispone de más datos que los expuestos aquí.

Según Millán (1997) en la Cuarta Unidad afloran las Formaciones Los Cedros y La Sabina y, además cuerpos de serpentinitas y metagabros y rocas cristalinas. Estas rocas cristalinas son referidas por Millán como expuestas como ventanas tectónicas de la Tercera Unidad, consistentes de esquistos de Algarrobo y esquistos glaucofánicos derivados de eclogitas, relacionados con los cuerpos de serpentinitas.

Sin embargo, cuerpos que afloran en estrechas y fuertemente presionadas lineales tectónicas; muy difícilmente pueden interpretarse como ventanas tectónicas de un subyacente y con esas características se necesitan otros recursos adicionales, más efectivos que solo una opinión de campo. En consecuencia es una interpretación que puede sustituirse por otra interpretación; aceptando que las rocas cristalinas de más alto grado metamórfico en la Cuarta Unidad (Esquistos Algarrobo; apoeclogitas, esquistos glaucofánicos, metabasitas, etc.), son también afloramientos de dichas rocas equivalentes a los existentes en la Tercera Unidad; de manera que en ambas fajas se destaca el mismo grado metamórfico general; aún si la intensidad de las transformaciones metamórficas no alcanzara un nivel totalmente equivalente.

Por tanto y de acuerdo a las anteriores consideraciones la Tercera Unidad de mayor grado metamórfico se extiende por completo más hacia el oeste y mucho más al sur hasta sobrepasar en esa dirección a la línea tectónica donde afloran las serpentinitas de Loma Guaos. La frontera metamórfica podría ser, en adelante, situada a la altura del meridiano del poblado de Crucecitas. Al sur de este poblado, ya no se encuentran ni afloramientos ni clastos en las serpentinitas de rocas de alto grado metamórfico (eclogitas, zoisititas, rocas de Algarrobo); línea que sería la frontera entre la Tercera Unidad y la Segunda Unidad (**Lámina 7**), mientras la Cuarta Unidad sería eliminada.

Si esta posibilidad o interpretación se sustenta por los datos, al menos en la Cúpula de Trinidad, el mapa de Millán (1997) estaría compuesto por tres unidades; haciéndose más evidente la ausencia de razones suficientes, tanto para la diferenciación de la Formación Boquerones de Cobrito, como para basar la existencia de una unidad de menor grado metamórfico suprayacente a los nappes Monforte.

La situación que Millán presenta en su columna de la Unidad 2 (Figura 100), con la Formación Cobrito colocada en posición lateral; al parecer persigue destacar el hecho reportado por Millán (1997) de secciones de la Formación Cobrito cabalgando tectónicamente a la Formación La Chispa en el interior de esta unidad a través de un contacto tectónico, sinuoso y replegado. Tal hecho es real y también observado por nosotros. Es cierto que la Formación Cobrito no se encuentra en relación estratigráfica con ninguna unidad de las secciones metaterrígenas en el interior de la Segunda Unidad. De modo que estos casos pueden interpretarse como klippes de la Unidad Monforte o parte de ella.

No obstante la situación puede ser mucho más complicada. Stanik (*et al.*, 1981), reportaron restos erosivos de la Formación Sopapo²⁴ sobre el macizo de las Lomas de San José, en su mayor parte ocupadas por el Klippe Monforte. Millán y Álvarez-Sánchez (1992) exploraron la parte superior de las Lomas de San José y encontraron que, en efecto, eran correctas las observaciones de Stanik. Restos de la sucesión La Llagueta-Narciso; Saúco descansan sobre el Nappe Monforte en las Lomas de San Juan en forma de pequeños klippes que hacia el flanco este del Nappe

²⁴ La Formación Sopapo en el Informe de la Expedición Escambray I, es el equivalente de las Formaciones metaterrígenas del Escambray en su conjunto (Formaciones La Chispa y Loma La Gloria y sus miembros La Llagueta y Herradura) a su vez equivalentes en diverso grado de la Formación San Cayetano del Jurásico Inferior-medio hasta Oxfordiano; de la Cordillera de Guaniguanico de Cuba occidental. (Nota de los Autores).

Monforte se integraban a una escama-nappe independiente de potencia creciente hacia el valle del Arroyo Narciso. Este, corte en su conjunto, presenta el más bajo grado metamórfico de toda la región.

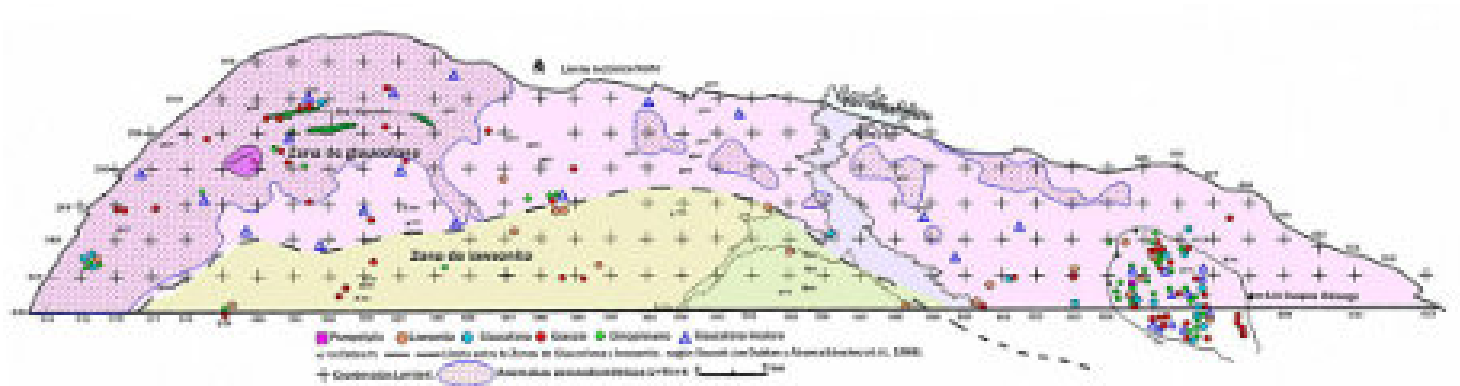


LÁMINA. 6. Parte norte de la Cúpula de Trinidad. Mapa de Zonas Metamórficas de las Expediciones Escambray I y II; compilado por Soucek y Álvarez-Sánchez (en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986); completado con las determinaciones de microsonda de glaucofana incolora. La Zona Metamórfica de alta presión se extiende uniformemente al sur hasta por más de 5 km al oeste del Lago Hanabanilla. Al este del lago, la zona de glaucofana se encuentra hasta más de 7-8 km, contados desde el mismo borde tectónico de la cúpula. La densa agrupación contorneada en negro al este del lago Hanabanilla es el cuerpo de serpentinitas de Loma de Los Guapos. (basado en los Mapas Anexo 14 A; Anexo 15; Anexo 16; Anexo 17; Anexo 18; mapas del metamorfismo de la Expedición Escambray II y el Anexo 57 de las Anomalías aeroradiométricas) (Compilación gráfica de los Autores).

Esquistos Cristalinos Algarrobo y la Formación Cobrito.

Las rocas de Algarrobo son exclusivas de las Formaciones Loma La Gloria y Cobrito (**v.** Epígrafe 8.1). Puesta la cuestión en términos de las Unidades de Orden principal (de Millán, 1997) nunca se encuentran rocas de Algarrobo en posición estratigráfica en la Unidad I, o en la Unidad II²⁵, ni en la Unidad IV. Por tanto; sí son reconocidas fuera de la Unidad III (Millán, 1997) solo es como parte integral de cortes de las Formaciones Loma La Gloria y Cobrito en restos erosivo-tectónicos sobre las Unidades I o II. El ejemplo más conocido es el Klippe Monforte del SW de la Cúpula de Trinidad. Tal hecho es una regularidad; de modo que la relación de los esquistos Algarrobo con su ambiente litológico anfitrión tiene las siguientes características:

a-Estratigráficamente controlados. Se manifiestan como capas y paquetes y otras veces como cuerpos con cierta independencia a causa de su potencia; incluso como capas centimétricas; concordantes co, una u otra de estas formaciones²⁶. Dicha sucesión compuesta por las formaciones y Algarrobo aparece en una integridad tectónica y metamórfica, ocupando espacios definidos

b-Algarrobo es mineralógicamente coherente con las rocas que lo soportan. Son calcáreos en Cobrito y silíceos en Loma la Gloria²⁷.Coinciden en su grado metamórfico con las rocas anfitrionas. Incluso Suchanek (1978, en Stanik *et al.*, 1981) sostuvo que la "unidad litológica Algarrobo" era parte de la Formación Sopapo (metaterrígenos de la sección inferior), a causa de que Algarrobo, cuando menos metamórfico, es semejante y transicional a los metaterrígenos.

c-Carecen de relictos de un metamorfismo anterior y de relictos de una composición mineral, previa a su metamorfismo conjuntamente con los esquistos metaterrígenos y calcáreos (Somin *et al.*, 1992), hecho que sugiere firmemente derivarse de las secciones donde yacen.

²⁵ Obsérvese la Formación Cobrito en posición indeterminada entre las Unidades II y III en la Figura 99. (Nota de los Autores).

²⁶ Es cierto que son esquistos cristalinos poliminerales, que solo se destacan en la unidad de mayor grado de alta presión, como cuerpos mayores independientes o como capas desde varios centímetros hasta algunos metros, intercalados dentro de Loma la Gloria (Correspondencia de Millán; 2012)

²⁷ Se ven verdaderos esquistos Algarrobo calcáreos y no calcáreos, formando cuerpos independientes. Se puede decir que los metaterrígenos Loma la Gloria pueden transicionar a los esquistos Algarrobo no calcáreos por el enriquecimiento de granate, glaucofana, onfacita y zoisita. De esto no Tenemos dudas. (Correspondencia de Millán; 2012).

d-Su origen nativo en el seno de las capas metasedimentarias que los controlan **y su correspondencia con el grado metamórfico de las mismas**, es reafirmado por el hecho de solo aparecer donde las eclogitas y glaucofanitas se mantienen en su integridad o una diaftóresis moderada. Ellos no se destacan en otras formaciones donde los protolitos de dichas rocas cristalinas solo se encuentran como esquistos verdes de menor grado de presión. Un origen por coalescencia tectónica es rechazado por todos los argumentos anteriores. Concederlo, no contradice el hecho de transposiciones estructurales a través de las cuales esquistos Algarrobo pueden encontrarse dentro de serpentinitas o viceversa. En unidades fracturadas y fuertemente comprimidas las serpentinitas, a causa de su alta plasticidad, se inyectan a través de dichas grietas y planos de estratos, dando la falsa impresión de inter-estratos compuestos de serpentinita-Algarrobo (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, *ined.*). Precisar las evidencias que demuestran la posición estratigráfica de los Esquistos Algarrobo es muy importante por su dependencia respecto a la clase de relación que estos esquistos guardan con las serpentinitas.

9.1.6.4. Espesor de la Formación Cobrito.

Las cifras son inseguras y variables. Antes del plegamiento debió superar los centenares de metros. En la región del SE de la Cúpula de Trinidad, en la carretera Condado-Güinía de Miranda, descontando multiplicación por plegamiento y cabalgamiento de escamas, la potencia sobrepasa 600-700 m. Quizá se deben reducir a unos 500 m, que parece una potencia razonable. Igual situación se observa en el corte de la carretera Manicaragua-Topes de Collantes-Trinidad. En el corte profundo del arroyo Pretiles y en la carretera Manicaragua-Jibacoa se exponen no menos de 700-800 m de esquistos calcáreos y mármoles de la Formación Cobrito, que deben reducirse a cuenta del plegamiento y la duplicación por los cabalgamientos. En los cortes de la Formación Cobrito en la mina Carlota (**Figura 92**) la potencia atravesada por pozos alcanza cientos de metros (unos 400-500 m) sin que la sección fuera atravesada completamente, mucho, menos al tener en cuenta la posible sobreposición de escamas tectónicas. La potencia de la Formación se reduce considerablemente cuando puede diferenciarse por sus miembros. El Miembro La Horqueta alcanza alrededor de los 70-80 m en la sección tipo. Al tener en cuenta el posible aumento causado por el plegamiento isoclinal muy apretado el espesor original probablemente sea menor. En otras localidades la potencia se reduce tan considerablemente, hasta destacarse por solo un delgado intervalo de alternación de calcáreos y metaterrígenos. Esta última situación se ve mucho en los cortes de la Cúpula de Sancti Spiritus, sobre todo en su parte norte; donde el contacto Loma La Gloria-Cobrito se caracteriza por intervalos de los ritmos calcáreos-terrágenos en la transición, fuertemente reducidos de potencia, a menudo por causas tectónicas. En estos casos la unidad en gran medida pierde su utilidad práctica. El Miembro Boquerones, según Millán (1997) alcanza alrededor de 100 m de potencia en el corte del estratotipo. Las variaciones pueden ser muy importantes en otras secciones. Al norte de Pico Blanco la potencia aumenta a unos 400 m, aunque las escasas características distintivas de Boquerones prácticamente lo hacen indistinguible de cortes típicos de Cobrito.

9.1.6.5. Edad de la Formación Cobrito.

Es interesante que sea la Formación Cobrito la formación del Escambray con mayor cantidad de evidencia paleontológica. La edad desde el Jurásico Superior al Cretácico Inferior se encuentra sustentada por numerosos y sucesivos hallazgos de microfauna y microflora. El primer hallazgo de formas parecidas a radiolarios se refiere en Ducloz y Vuagnat (1962). Según Bolotin *et al.*, 1970, el pozo estructural PE-113 del yacimiento Carlota, entre las profundidades 330-380 m, cortó unas calizas cristalinas gráficas foliadas oscuras en las cuales se observaron numerosos relictos de fragmentos de una brecha. En estos fragmentos fueron descubiertos numerosos restos de microfauna. G. Furrázola-Bermúdez (†) describió en estos fragmentos moldes de forma esférica a ovalada de bordes dentados y tamaño de 0.04 a 0.44 mm, comparables a los radiolarios mesozoicos ampliamente representados en Cuba. Millán y Somin (1985 a) reportan el hallazgo de restos de radiolarios **Nasselaridos**²⁸ mal preservados en unos esquistos calcáreos de la Formación Cobrito, al Norte y Este de la Cúpula de Sancti Spiritus, comparables con formas

²⁸ Los Nasselaridos son típicos de condiciones de sedimentación por debajo del nivel de compensación del carbonato en facies distales de mar abierto (Nota de los Autores).

de *Nasselaria sp.*, poco significativos dado su amplio rango. Al Oeste de la Cúpula de Sancti Spiritus (Río Caracusey) Millán y Somin, (1985 b) y Somin, *et al.*, 1992, refieren el hallazgo en la Formación Cobrito de radiolarios estudiados por Furrázola-Bermúdez y A. de La Torre (en Millán y Somin, 1985 b), determinados a pesar de su mal estado como similares a *Spumellaria spp.*, y *Nasellaria* (¿?) y en la misma localidad, además de los radiolarios, Furrázola-Bermúdez (en Millán y Somin, 1985b) identificó moldes pequeños similares a *Cadosina sp* (?), y algunas formas segmentadas, comparables a *Globochaete alpina* (?); ambas del Jurásico Superior a Neocomiano. Hacia el interior de la Cúpula de Sancti Spiritus en una zona de metamorfismo moderado al SW del poblado de Gavilanes, unas muestras de calizas dolomíticas de Cobrito contenían restos mal preservados de *Calpionellidae o Chitinoidella*, que indicarian una edad Jurásico Superior a Cretácico Inferior (Neocomiano), según Furrázola-Bermúdez (en Millán y Somin, 1985 b). Al norte de la Mina Carlota, en la parte septentrional de la Cúpula de Trinidad, en los cortes de la carretera Manicaragua-Jibacoa²⁹, caserío de La Herradura, Álvarez-Sánchez (en Dublan y Álvarez Sánchez, *et. al.*, 1986) tomó muestras de unos esquistos calcáreos muy gráficas de la Formación Cobrito (aquí el Miembro Boquerones), que estudiados por A. Snopkova (1984) en el Instituto Dionis Stur de Bratislava, revelaron la presencia de esporas de los géneros *Stereisporites*, *Osmundacidites*, *Gleicheniidites*, *Cicatricosisporites* y *Verrucosisporites*; además de polen del género *Classopollis* y microfósiles de *akritarchy*, no determinados pero indicadores de condiciones marinas de sedimentación. Todas las especies determinadas tienen un rango estratigráfico amplio. La extensión estratigráfica más restringida corresponde con *cf. Foveasporis irregularis* Tralau (Jurásico Medio) y *Verrucosisporites cf. eastendensis* Poccok-Stanley (Jurásico Medio-Jurásico Superior). (Tabla XVII). El Miembro Boquerones no se diferencia de alguna forma sustancial de la Formación Cobrito y contiene iguales evidencias paleontológicas y paleobotánicas de su edad Oxfordiano a Neocomiano.

Tabla.XVII. Extensión estratigráfica de los palinomorfos de la Formación Cobrito.

Esporas	No	Extensión estratigráfica
<i>Osmundacidites wellmanii</i> Couper	2	Jurásico-Cretácico Inferior
<i>Gleicheniidites senonicus</i> Ross	1	Jurásico-Cretácico
<i>Verrucosisporites cf. eastendensis</i> Poccok-Stanley	1	Jurásico Medio-Superior
<i>cf. Foveasporis irregularis</i> Tralau	1	Jurásico Medio
<i>cf. Classopollis Classoides</i> Pflug	1	Jurásico-Cretácico
<i>akritarchy</i>	2	¿
Parataxon	1	¿

En el Miembro La Horqueta no se encontraron restos fósiles. A pesar de ello se puede considerar que la edad de este Miembro es Jurásico Superior a Cretácico Inferior (probablemente Oxfordiano a Neocomiano); sobre la base del hallazgo de microfauna y polen en otras secciones de la Formación Cobrito.

Inferencias sobre el origen del protolito de la Formación Cobrito.

Petrografía, mineralogía y química de rocas muestran a la Formación Cobrito como una facies carbonatada muy impura. Los sedimentos originales pudieron ser margas muy calcáreas, calizas micríticas, lutitas carbonatadas arenosas y calizas fragmentarias arenosas o calcareníticas; interestratificadas con facies arenosas-aleuríticas, areniscas y silicitas (chert estratificado). Gran parte de estas secciones seguramente se acumularon en un medio reductor con mucha materia orgánica sapropélica-bituminosa. Los rasgos primarios de sedimentación graduada conservada, que aun se pueden observar en algunas secciones con afloramientos frescos, pueden interpretarse como un flysch proximal depositado en aguas agitadas. Los ritmos se componen de capas alternantes de esquistos carbonáticos y lechos metaterrígenos siliciclásticos, recristalizados en una matriz carbonática, Estas características, que no son enteramente propias de la totalidad de la Formación, sugieren partes de la cuenca con aguas agitadas por flujos de material terrígeno provenientes de áreas menos profundas. Otros intervalos; al contrario, contienen capas

²⁹ Localidad 330312, poblado de La Herradura (carretera Manicaragua-Jibacoa) (Muestra 4 c/84).

rítmicas o secciones de chert con capas de mármoles que contienen relictos de calizas micríticas con radiolarios, sugerentes de fondos algo más profundos y el contenido elevado de grafito derivado de materia bituminosa, confirman las condiciones restrictivas de gran parte de la cuenca de sedimentación.

Podemos suponer, de acuerdo a estos elementos, que la mayoría de las rocas primarias de la Formación Cobrito se depositaron en una región de la cuenca del Grupo San Juan, destacada por ciertas condiciones de inestabilidad tectónica, en un fondo diferenciado por su profundidad, bajo la influencia del vulcanismo y la introducción periódica de material terrígeno por corrientes turbias que lo retransportaron de áreas emergidas.

Los protolitos del Miembro La Horqueta corresponden a la sedimentación rítmica terrígeno-calcárea con la transición hacia la facies carbonatada característica de una gran parte de las unidades de tipo Guaniguanico-Escambray; en el límite del Jurásico Medio-Jurásico Superior. Esta es una sección muy parecida al corte de los sedimentos descritos por Herrera (1961) como Formación Pan³⁰ (del Mogote Pan de Azúcar de la Sierra de Los Órganos) caracterizado por las intercalaciones de calizas negras y areniscas y lutitas de su Formación Matahambre. Según Herrera (*op cit.*), entre las calizas de la Formación Pan se encuentran capas de calizas coquinoideas compuestas por restos de ostras, fragmentos de conchas y oolitos. Es curioso que restos muy recristalizados semejantes a fósiles de moluscos irreconocibles de forma alargada, también se encuentren en las calizas recristalizadas de esta facies de transición, correspondiente a un ambiente somero, como el que parece propio de La Horqueta, caracterizado por una lenta subsidencia bajo condiciones tectónicas estables, evolutivas hacia condiciones de mayor profundidad.

Los restos de calizas coquinoideas se reportan precisamente en este nivel estratigráfico en el Escambray (Millán y Myczynski, 1978; Millán y Somin, 1981; Stanik *et al.*, 1981; Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986), donde ocurre el cambio de la sedimentación terrígena por la carbonatada.

9.1.7. Correlaciones del Grupo San Juan.

Somin y Millán (1969, 1972) reunieron los complejos metamórficos Pinos, Escambray y Sierra del Purial, bajo el concepto de un Complejo Carbonato-Terrígeno de edad Mesozoica, comparable y equivalente a la Sierra de Los Órganos de Cuba occidental. Con la superación de esta primera generalización y gracias al progreso obtenido en la estratigrafía del complejo Escambray y de la Cordillera de Guaniguanico, este concepto inicial ha llegado a un considerable grado de fundamentación, sobre la base del elevado nivel de elementos comparativos; sobre todo entre los dominios de Cuba occidental y central.

Correlaciones de los mármoles San Juan con la Sierra de Los Órganos.

Las correlaciones de los mármoles San Juan con las formaciones de composición equivalente de la Sierra de Los Órganos se sugieren durante muchos años (Furrazola-Bermúdez *et al.*, 1964; Stanik *et al.*, 1981; Pszczółkowski, 1978; Millán y Somin, 1985, a, b; Dublan y Álvarez-Sánchez; 1986; Iturralde-Vinent, 1998; Pszczółkowski, 1999; Iturralde-Vinent, 2011). La columna estratigráfica de los mármoles del Escambray tiene sus mejores correlaciones con las formaciones del Oxfordiano hasta el Cretácico Inferior de la Sierra de los Órganos. Grupo donde se incluyen las Formaciones, Jagua (Palmer, 1945); Guasasa (Herrera, 1961) y Pons (Hatten, 1957).

La Formación Narciso, del Oxfordiano Medio (parte alta) corresponde bien con la Formación Jagua y se puede comparar, principalmente, con el Miembro Pimienta (Herrera, 1961), compuesto de micritas negras a gris oscuro, bien estratificadas en capas de 10 a 50 centímetros, con intercalaciones de lutitas calcáreas. Según Myczynski (en Pszczółkowski, 1978) la edad de esta parte de la Formación Jagua corresponde la parte superior del Oxfordiano Medio y quizá a la parte inferior del Oxfordiano Superior. Probablemente a este mismo nivel isócrono equivale igualmente la Formación Saúco, al menos en parte. La Formación Saúco admite una buena correlación con el Miembro Zacarías (Wierzbowski, en Pszczółkowski *et al.*, 1975) y con el Miembro Pimienta de la Formación Jagua. Según Franco Álvarez *et al.*, 1992, el Miembro Pimienta correlaciona con la parte baja del Miembro La Zarza (Pszczółkowski, 1976) de la Formación Artemisa (Lewis, 1932) de Guaniguanico, lo cual sugiere también una correlación factible con la Formación Saúco.

Las Formaciones Mayarí y Collantes, compuestas de mármoles grises, hasta casi negros, intensamente fétidos, probablemente derivados de calizas micríticas de ambiente reductor y mármoles negros a gris azulado, bien estratificados en capas de 0.20 m a 1 m, muy grafiticos, ocasionalmente fétidos y de edad Tithoniano al Berriasiano; pueden ser buenos correlativos en diverso grado, de partes de la Formación Guasasa (Herrera, 1961) de edad Oxfordiano tardío al Tithoniano temprano, hasta Turoniano (Pszczółkowski, 1978).

Tales son:

-El Miembro San Vicente de Guasasa (Herrera, 1961), formado por calizas masivas o de estratos gruesos; gris azulado, gris claro y hasta negras, que a la percusión liberan un fuerte olor oleáceo o fétido, con frecuentes impregnaciones de hidrocarburos-

-El Miembro El Americano (Housa y de La Nuez, 1972) que contiene calizas micríticas bien estratificadas en capas de 20 a 30 centímetros de colores oscuro a negro con lutitas arcillosas laminadas, de edad Tithoniano temprano hasta el Tithoniano Superior (quizá a partir del Kimmeridgiano superiorísimo) (Pszczółkowski, 1978)-

-El Miembro Tumbadero (Herrera 1981; Housa y de La Nuez, 1972) compuesto por calizas micríticas laminadas negras bien estratificadas en capas de 10 a 30 centímetros con intercalaciones de calcilutitas y chert, de edad Tithoniano Superior hasta el Berriasiano (Zona de Calpionella; Pszczółkowski, 1978)-

La Formación Collantes también puede correlacionarse con la Formación Vega del Café (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992) sobre la base de la posición de Vega del Café sobre la Formación Mayarí (v. Epígrafe 9.1.5) aunque aún en ninguna de ellas se ha encontrado soporte paleontológico que complemente esta suposición.

Correlaciones de los mármoles San Juan con el Macizo Metamórfico Pinos.

Otras comparaciones admisibles se pueden realizar con la secuencia de mármoles del Grupo Gerona (Millán, 1987) en el macizo Metamórfico Pinos.

El Grupo Gerona se expone en las Sinformas Nueva Gerona y San Juan. La sección, de abajo hacia arriba, se compone de las unidades Playa Bibijagua, Colombo, Sierra Chiquita, y Sierra de Caballos. Según Iturralde-Vinent (2011) con claras relaciones estratigráficas (sic).

Según Millán (1997) el Grupo Gerona sería equivalente de las unidades calcáreas del Jurásico Superior a Cretácico Inferior de la Cordillera de Guaniguanico. En efecto; los Mármoles Playa Bibijagua, en la base del Grupo y yacentes en transición sobre la Formación Agua Santa, es una secuencia de mármoles negros grafiticos con intercalaciones de metapelitas en la base, donde se hallaron restos deformados de posibles ammonites u otros cefalópodos y de foraminíferos; sobre cuya base se supuso una edad de la parte baja del Jurásico Superior como posible equivalente de la Formación Jagua de la Sierra de Los Órganos.

Los Mármoles Colombo (Millán, 1981) de colores oscuros, fétidos, localmente brechosos con intercalaciones de metapedernales. Los mármoles Sierra Chiquita con secciones de mármoles oscuros fétidos y metapedernales. Los mármoles Sierra de Caballos compuestos por sucesiones de mármoles grises azulosos bandeados y mármoles dolomíticos negros frecuentemente fétidos con intercalaciones de metapedernales y los mármoles Sierra de Casas de colores grises, rosáceos, blanquecinos y negros, comparados por Millán (1997) con alguna sección de la Formación Guasasa; todos ellos, sin duda, son similares y equivalentes a la secuencia de formaciones de la Sierra de Los Órganos y en parte a ciertas unidades de la Sierra del Rosario.

Pero, de hecho son más comparables con la secuencia de formaciones del Grupo San Juan, suposición que se enfatiza por la asociación de parte de los Mármoles Gerona con las Anfíbolitas Daguiilla.

Las características del corte de las Anfíbolitas Daguiilla (Millán, 1981) formada por anfíbolitas, esquistos metaterrígenos (metaareniscas), y mármoles; es una secuencia correlacionada con las basitas de las Formaciones Arroyo Cangre (Piotrowski, en: Pszczółkowski *et al.*, 1975) y San Cayetano por Millán (1997) y podría también aceptablemente correlacionar con la Formación El Sábalo (Pszczółkowski y de Albear, 1983; Pszczółkowski, 1989; Pszczółkowski, 1994) de la Sierra del Rosario del Oxfordiano a Kimmeridgiano temprano.

Estas intrusiones y efusiones básicas que se distribuyen en los niveles estratigráficos próximos a la base de los cortes y aún interesando estos niveles calcáreos, tanto en Guaniguanico como al parecer en el Macizo Pinos; se

³⁰ Actual Miembro Pan de Azúcar de la Formación Jagua. Oxfordiano Medio (Franco Álvarez et al., 1992).

corresponden en el Escambray con los Esquistos Verdes Felicidad; en la proximidad de la base del Grupo San Juan y también a la presencia recurrente de metabasitas muy similares o iguales, que de forma repetitiva se intercalan dentro de secuencias del Grupo San Juan en forma de estratos y paquetes de pequeña potencia o, incluso, en secciones métricas, como ocurre, por ejemplo en la Formación Vega del Café y en la Formación Cobrito.

Correlaciones de la Formación Cobrito.

La Formación Cobrito, al intentar establecerle correlaciones locales y a distancia admite comparaciones litológicas y cronológicas en diverso grado aceptables, que son necesariamente especulativas, pero pueden ser interesantes o sugerentes.

Al considerar la posibilidad de una relación primaria lateral entre la Formación Cobrito y las unidades de mármoles; vigentes en las condiciones paleogeográficas del dominio del Escambray, rotas durante los eventos tectónicos tangenciales; es posible concebir una correlación aceptable con las restantes unidades de mármoles del Grupo San Juan.

Las formaciones más afines en este caso son las Formaciones Sauco; Mayarí y Collantes. Estas unidades abarcan el intervalo entre el Oxfordiano Superior hasta el Cretácico Inferior y contienen litologías cuyos protolitos pueden representar aquellos propios de medios anóxicos de sedimentación, tales como mármoles negros fétidos y concentraciones de esquistos carbonosos convertidos en grafito casi puro (Sauco); mármoles oscuros hasta negros con elevado contenido de grafito fétidos y bituminosos con intercalaciones de metasilicitas (Mayarí) y mármoles negros grafiticos (Collantes).

La equivalencia parcial de la Formación Cobrito con el Grupo San Juan fue sustentada anteriormente por Millán y Somin (1981), prácticamente rechazada en fecha posterior (1985a) e implícitamente aceptada nuevamente, (1985 b).

Con mayores dificultades se presenta la tarea de correlacionar o comparar la Formación Cobrito con posibles análogos de la Cordillera de Guaniguanico. Si el rango de edad de Cobrito es aceptable desde el Jurásico Superior (posiblemente Oxfordiano) hasta Cretácico Inferior (posiblemente Neocomiano), sería un intervalo representado en Guaniguanico por una secuencia de unidades litoestratigráficas, varias de las cuales fueron depositadas en ese intervalo temporal, y en condiciones de ambiente aproximadamente similares, con las variantes en cada caso. Sin embargo, ninguna de ellas es un equivalente ajustado a la litología de Cobrito.

Estas unidades son las siguientes:

-Miembro La Pimienta de la Formación Jagua; formado por calizas micríticas gris oscuro a negro con intercalaciones minoritarias de lutitas; de edad Oxfordiano Superior y depositada en parte, en un ambiente algo más profundo (exterior de un banco calcáreo o plataforma) que la sección inferior de la Formación Jagua (Pszczółkowski, 1999)-

-El Miembro La Zarza de la Formación Artemisa de la Sierra del Rosario; que consiste de micritas grises a negras finamente estratificadas (0.01 a 0.80 centímetros) algunas intercalaciones de lutitas, limolitas y areniscas de grano fino en la parte inferior de la unidad. En la parte superior de este Miembro aparecen calcilutitas intercaladas con calizas bioclásticas gris oscuro a negro y coquinas de restos de ammonites. El Miembro La Zarza se cubre por el Miembro Sumidero (Pszczółkowski, 1976), compuesto de biomicritas de color marrón claro, rosa y gris a negro con intercalaciones de chert de radiolarios (Pszczółkowski, 1978, 1999). La edad del Miembro La Zarza es desde Oxfordiano a Kimmeridgiano tardío (Pszczółkowski, 1999). El Miembro Sumidero, yacente sobre La Zarza, podría alcanzar el Berriasiano tardío hasta el Valanginiano temprano hasta tardío (Pszczółkowski, 1999). La parte inferior de La Zarza, probablemente fue depositado en un medio restrictivo, mientras que su sección superior calcárea al parecer pertenece a un medio de la parte exterior de la zona nerítica; mientras el Miembro Sumidero suprayacente pertenece a los depósitos pelágicos depositados en la zona batial por debajo de la profundidad de compensación del aragonito (Pszczółkowski, 1999)-

-La Formación Polier, que yace sobre la Formación Artemisa y consiste de calizas pelágicas grises a gris muy oscuro muy bien estratificadas y laminadas ricas en radiolarios, e intercalaciones de turbiditas arenosas y lutitas. La Formación Polier corresponde a un ambiente de sedimentación de aguas profundas por encima del nivel de la calcita, donde se acumulaban esporádicamente turbiditas silíceas (Pszczółkowski, 1982, 1999) las características litológicas generales de la unidad sugieren un ambiente restrictivo (anóxico) para esta unidad. Según Pszczółkowski (1978; 1999) la asociación de Calpionellidos indica una edad Berriasiano para Polier. Pszczółkowski y Myczynski 2003) consideran también la parte superior de la Formación Polier extendida hasta el Aptiano-Albiano.

Advertencia.

The second volume of the work Litoestratigrafía del Macizo Metamórfico Escambray, located in central Cuba, is presented. This volume contains a detailed and formal description of the composition of the middle part of the stratigraphic column of the metamorphic massif that contains the San Juan Group. Made up of several mainly carbonate formations, it covers the range from Oxfordian to Lower Cretaceous. The authors wish to emphasize that like the first volume, the present second volume synthesizes a knowledge accumulated during decades of cartography and thematic studies carried out in this complex region by two expeditions from Cuba-Czechoslovakia and the parallel investigations of Cuban institutes. A large part of the main results have never been published, a reason that to a great extent stimulates the effort of the authors. We hope that this work will be useful for consultation by researchers, university institutions, earth science research institutes and advanced students.

Der zweite Band der Arbeit Litoestratigrafía del Macizo Metamórfico Escambray aus dem zentralen Kuba wird vorgestellt. Dieser Band enthält eine detaillierte und formale Beschreibung der Zusammensetzung des mittleren Teils der stratigraphischen Säule des metamorphen Massivs, das die San Juan Gruppe enthält. Sie besteht aus mehreren, hauptsächlich karbonatischen Formationen und deckt den Bereich von der Oxfordischen bis zur Unterkreide ab. Die Autoren möchten betonen, dass der vorliegende zweite Band wie der erste Band ein Wissen zusammenfasst, das in jahrzehntelanger Kartographie und thematischen Studien in dieser komplexen Region durch zwei Expeditionen aus Kuba und der Tschechoslowakei und die parallelen Untersuchungen kubanischer Institute gesammelt wurde. Ein großer Teil der Hauptergebnisse wurde nie veröffentlicht, was den Aufwand der Autoren stark anregt. Wir hoffen, dass diese Arbeit für die Konsultation von Forschern, Universitätseinrichtungen, geowissenschaftlichen Forschungseinrichtungen und fortgeschrittenen Studenten von Nutzen sein wird.

Представлен второй том труда "Литоэстратиграфия мачисо-дель-Метаморфико Эскамбрей", расположенный в центральной части Кубы. Данный том содержит подробное и формальное описание состава средней части стратиграфического столба метаморфического массива, содержащего группу Сан-Хуана. Состоит из нескольких преимущественно карбонатных формаций и охватывает диапазон от Оксфордского до Нижнемелового. Авторы хотели бы подчеркнуть, что в настоящем втором томе, как и в первом, обобщаются знания, накопленные за десятилетия картографии и тематических исследований, проведенных в этом сложном регионе двумя экспедициями из Кубы и Чехословакии и параллельными исследованиями кубинских институтов. Значительная часть основных результатов так и не была опубликована, что в значительной степени стимулирует усилия авторов. Мы надеемся, что эта работа будет полезна для консультаций исследователей, университетских учреждений, научно-исследовательских институтов в области наук о Земле и студентов высших учебных заведений.

Referencias.

- Álvarez-Sánchez, H. F. y Zamashicov, V, 1981, Sobre la búsqueda orientativa y detallada de talco en el sector de La Sabina. Cúpula occidental del macizo metamórfico de Guamuahaya. 65 pags. Empresa de Geología de Santa Clara (inédito).
- Álvarez-Sánchez, H. F. y Bernal, L. R., 2008, Dilemas en la litoestratigrafía y el metamorfismo en la tectónica de mantos del Macizo Metamórfico Escambray. En Academia edu. 35 pags. 17 figs.
- Auzende, A.L., Devouard, B., Guillot, S., Daniel, I., Baronnet, A., Lardeaux J.M., 2002, Serpentinites from central Cuba; petrology and HRTEM study. European Journal of Mineralogy, 14, 905-914.
- Blein, O., Guillot, S., Lapiere, H., Mercier-de-Lepinay, B., Lardeaux, J.M., Millán, G., Campos, M., García, A., 2003, Geochemistry of the Mabujina Complex, central Cuba; implications on the Cuban Cretaceous arc rocks. Journal of Geology, 111, 89-101.
- Bolotin Y., Yidkov, A. Y., Maximov, A. A., Sosa, R., 1970, Yacimiento de minerales sulfurosos de la seriemetamórfica Escambray en la parte noroeste del macizo montañoso del mismo nombre. Revista Tecnológica. Vol.8 No.2. 35-48 p.
- Chidester, A. H., 1961, Petrology and geochemistry of selected talc-bearing ultramafic rocks and adjacent country rocks in north-central Vermont. United States Geological Survey professional paper 345.

Comisión Norteamericana de Nomenclatura Estratigráfica, 2010, Código Estratigráfico Norteamericano. Universidad Nacional Autónoma de México. Boletín 117.

Dublan, L., Álvarez-Sánchez, H (editors): Dublan, L., Álvarez-Sánchez, H, Mlcoch, B.; Mañour, Lledíaz, J, P., Molak, B., Vázquez, C.; Snopkova, P.; De los Santos, E., Soucek, J.; Pérez, M.; Mihailova, A.; Bernal, I.; Zoubek, J.; Ordoñez, M.; Soucek, J.; Morousek, J.; Svetska, J.; Marshall, W.; Pérez-Conde, R.; González, E.; Rodríguez, R., 1986, Informe Final del levantamiento geológico y evaluación de los minerales útiles en escala 1:50,000 del Polígono CAME-I, Zona Centro. Centro Nacional del Fondo Geológico. La Habana. 1,402 Págs. 250 mapas. (Inédito).

Ducloz, Ch et Vuagnat, M., 1962, À propos de l'âge des serpentinites de Cuba. Archives des Sciences. Soc. Phys. et d' Histoire Naturelle. Gênéve Vol. 15, Fasc. 2. 309-332.

Franco-Álvarez, G. L., Acevedo-González, M., Álvarez-Sánchez, H., Artime-Peñeñori, C., Barrientos-Duarte, A., Blanco-Bustamante, S., Cabrera, M., Cabrera, R., Carassou-Agragan, G., Cobiella-Reguera, J. L., Coutin-Lambert, R., Albear, J.F. de, de Huelbes, J., Torre y Callejas, A. de la, Delgado-Damas, R., Díaz de Villalvilla, L., Díaz-Otero, C., Dilla-Alfonso, M., Echevarría-Hernández, B., Fernández-Carmona, J., Fernández-Rodríguez, G., Flores, R., Flores-Abín, E., Fonseca, E., Furrázola-Bermúdez, G., García-Delgado, D., Gil-González, S., González-García, R. A., Gutiérrez-Domech, R., Linares-Cala, E., Milián-García, E., Millán-Trujillo, G., Moncada-Ferrera, M., Montero-Zamora, L., Orbera, L., Ortega-Sastriques, F., Peñalver, L.L., Perera, C., Pérez-Arias, J. R., Pérez-Lazo, J., Pérez-Rodríguez, E., Pifheiro-Pérez, E., Recio-Herrera, A. M., Sánchez-Arango, J. R., Saunders-Pérez, E., Segura-Soto, R., Triff-Oquendo, J., Zuazo-Alonso, A., Pszczółkowski, A., Brezsnýánszky, K., Slavov, I., y Myczyński, R., 1992, Léxico Estratigráfico de Cuba. Centro de Nacional de Información Geológica, La Habana, 658 p. (Primera versión). (Inédito).

Festa, A., Pini, G. A., Dilek, Y., Codegone, G., 2010, Mélanges and mélange-forming processes: a historical overview and new concepts. International Geology Review. Vol. 52, Nos. 10–12, pp 1040–1105.

Festa, A., Dilek, Y., Pini, G. A., Codegone, G., Ogata, K., 2012, Mechanisms and processes of stratal disruption and mixing in the development of mélanges and broken formations: Redefining and classifying mélanges. Tectonophysics (2012), doi:10.1016/j.tecto.2012.05.021.

Furrázola-Bermúdez, G., Khudoley, K., Mikhailoskaya, M., Miroljubov, Y., Novokhatsky, Y., Nuñez-Jimenez, A., Solsona, J., 1964, Geología de Cuba. Editorial Universitaria. La Habana. 239 pags.

García-Casco, A., Torres-Roldan, R. L., Iturralde-Vinent, M. A., Millan, G., Nuñez Cambra, K., Lazaro, C., and Rodriguez Vega, A., 2006, High pressure metamorphism of ophiolites in Cuba. Geologica Acta, Vol.4, Nº1-2, 2006, 63-88.

García-Casco, A., Iturralde-Vinent, M. A., and Pindell, J., 2008, Latest Cretaceous collision/accretion between the Caribbean Plate and Caribean: Origin of metamorphic terranes in the Greater Antilles. International Geology Review, Vol. 50, 2008, p. 781–809. DOI: 10.2747/0020-6814.50.9.781.

Gorielov, V. E., Gorielova, V. G., Starova, M. M., 1964, Informe sobre el yacimiento Carlota. Oficina del Fondo Geol. La habana (inédito).

Hatten, Ch. W., 1957, Geology of Central part Sierra de los Órganos. Pinar del Rio Province Cuba. 48 pags. 19 figs. Fondo Geológico Nacional. La Habana. Cuba.

Hatten, Ch., W.; Schooler, O. E.; Giedt, N. R. and Meyerhoff, A. A., 1958, Geology of central Cuba, Eastern Las Villas and Western Camaguey provinces, Cuba. Centro Nac. Fondo Geol., Minist. Indust. Bas., La Habana (inédito).

Hattori, K. and Guillot, S. , 2007, Geochemical character of serpentinites associated with high- to ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Alps, Cuba, and the Himalayas: Recycling of elements in subduction zones. Geophysics, Geosystems. Volume 8, Number 9. Q09010, doi:10.1029/2007GC001594. ISSN: 1525-2027.

Herrera N. M., 1961, Contribución a la estratigrafía de la Provincia de Pinar del Río. Rev. Soc. Cubana de Ingenieros. Vol. LXI. No. 1,2. pags. 2-24.

Hill, Patrick. A., 1959, Geology and structure of the north-west Trinidad Mountains, Las Villas Province, Cuba. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 70, p. 1459-1478. Baltimore.

Housa, V. y De La Nuez, M. L., 1972, Hallazgo de ammonites del kimmeridgiano en Hacienda El Americano (Pinar del Río). Actas. Academia de Ciencias de Cuba. Instituto de Geología.

Huelbes Alonso de, J. y Bernal Rodríguez, L., (editores), 2014, Código Cubano de Estratigrafía. Primera versión. Inst. de Geol. y Paleot. Servicio Geológico de Cuba. Min. Energ. y Minas.

Iturralde-Vinent, M. A., 1998, Sinopsis de la Constitución Geológica de Cuba. Acta Geologica Hispanica, v. 33 (1998), nº 1-4,p. 9-56.

Iturralde-Vinent, M. A., (Editor), 2011, Compendio de Geología de Cuba y del Caribe. Primera Edición. DVD-ROM. Editorial CITMATEL, La Habana, Cuba.

Iturralde-Vinent, M. A. (Editor), 2012, Compendio de Geología de Cuba y del Caribe. Segunda Edición. DVD-ROM. Editorial CITMATEL, La Habana, Cuba.

Khudoley, K. M. and Meyerhoff, A. A., 1971, Paleogeography and geological history of Greater Antilles. Geol. Soc. Am. Mem. 129, 1-199.

Koistinen, T. J., 1981, Structural evolution of an early Proterozoic strata-bound Cu-Co-Zn deposit Outokumpu, Finland. Transactions of the Royal Soc. of Edimburgh: Earth Sciences, 72, 115-158.

Lewis, J. W., 1932, Geology of Cuba (with discussion by R. J. Metcalf). Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 16:533-555.

MacDonald, G. C., 1977, A re-evaluation of the serpentinites and serpentized rocks of the Northwest Trinidad Mountains, Las Villas province, Cuba. Carleton University. Thesis. Ottawa.

Maximov. A., Grachev, G., Sosa, R., 1968, Geología y minerales útiles de las pendientes nor-occidentales del sistema montañoso Escambray.(inédito). Oficina Nacional del Fondo Geológico. La Habana. 188 pags. 16 Anexos.

Millán, G., 1973, Los dos complejos litológicos existentes en las metamorfitas del Escambray. Provincia de Las Villas. Acad. Cienc. de Cuba. Bol. Actas No. 3, pp 39-42.

Millán, G.; Somin, M. L., 1976, Algunas consideraciones sobre las metamorfitas cubanas. Serie geológica N° 27. pag. 1-21. Acad. de Cienc. de Cuba. La Habana.

Millán, G., 1978, Tectónica y metamorfismo de las secuencias mesozoicas de las montañas del Escambray, Cuba. C. Sc. Tesis, Inst., Física de la Tierra. AN. SSSR. Moscú.134 pp (en ruso).

Millán, G. y Myczynski, R., 1980, Fauna jurásica y consideraciones sobre la edad de las secuencias metamórficas del Escambray. Acad., de Ciencias de Cuba. Informe Científico Técnico, 80. Págs. 1-14.

Millán, G., y Somin, M. L., 1981a, Litología, estratigrafía, tectónica y metamorfismo del macizo de Escambray. Editorial Academia. La Habana. 104 páginas.

Millán, G., 1981b, Geología del macizo metamórfico Isla de la Juventud. Ciencias de la tierra y el Espacio. V.3, pags. 3-22.

Millán, G. y Somin, M. L., 1985 a, Contribución al conocimiento geológico de las metamorfitas del Escambray y del Purial. Reporte de Investigación Nº 2. IGP. Academia de Ciencias de Cuba. 74 Pág.

Millán, G. y Somin, M. L., 1985 b, Condiciones geológicas de la constitución de la capa granito-metamórfica de la corteza terrestre de Cuba. Pub. Esp. Inst. de Geol. y Paleont. La Habana. 83 p.

Millán Trujillo, G., 1990, Evolución de la estructura del Macizo Metamórfico Escambray, Sur de Cuba central. En D. K. Larue y G. Draper (eds.): Transactions of the 12th Caribbean Geological Conference. St. Croix, U.S. Virgin Island. , Miami Geol. Soc., pp. 82- 94.

Millán G. y Álvarez Sánchez, H., 1992, Geología del sector de La Sierrita. Macizo Metamórfico Escambray. IGP La Habana y Empresa de Geología de Santa Clara. Cuba (Informe inédito).

Millán, G., 1997, Geología del Macizo Metamórfico Escambray. En G. Furrázola-Bermúdez y K. E. Nuñez Cambra (edits.): Estudios sobre geología de Cuba. Inst. de Geol. y Paleont. Centro Nacional de Información Geológica . La Habana. Pags. 271-289.

Millán-Trujillo, G., 1998, Posición estratigráfica de las metamorfitas cubanas. En: Furrázola-Bermúdez, G., y Nuñez-Cambra, K., (Editores) Estudios sobre Geología de Cuba. Insti. de Geol. y Paleont., Centro Nacional de la Información Geológica.

Palmer, R. H., 1945, Outline of the geology of Cuba. The Journ. of Geology. Vol. 53. No. 1, pp. 1-34.

Peltola, E., 1978, Origin of Precambrian Copper Sulfides of the Outokumpu Distric, Finland. Econ. Geol. Vol. 73, no. 4. June-July 1978.

Pszczółkowski, A.; Piotrowska, K.; Mycznski, R.; Piotrowski, J.; Skupinski, A.; Grodzicki, J.; Danilewski, D. y Haczewski, G., 1975, Texto explicativo al mapa geológico a escala 1:250 000 de la provincia de Pinar del Río. Brigada Cubano- Polaca, Inst. Geol. Paleont., Minist. Indust. Bas., La Habana (inédito).

Pszczółkowski, A., 1976, Stratigraphic- facies sequences of the Sierra del Rosario (Cuba). Bull. Acad. Polon. Sci., Ser. Sci. Terre, Varsovie, 24(3-4):193-203.

Pszczółkowski, A., 1978, Geosynclinal Sequences of the Cordillera de Guaniguanico in Western Cuba. Their lithostratigraphy facies development and paleogeography. Acta Geologica Polonica. Vol. 28. Nº. 1. 96 pags. 32 figs. 6 pls.).

Pszczółkowski, A., 1981, El banco carbonatado jurásico de la Sierra de Los Órganos, Provincia de Pinar del Río; su desarrollo y situación paleotectónica. Ciencias de la Tierra y el Espacio. No. 3. P.37-50.

Pszczółkowski, A. y de Albear, J. F., 1983, La secuencia vulcanógeno-sedimentaria de la Sierra del Rosario, provincia de Pinar del Río. Ciencias de la Tierra y del Espacio. No. 6, Pág. 41-52.

Pszczółkowski, A., 1989, La edad y posición de la secuencia vulcanógeno-sedimentaria (Formación Sábalo), en la estructura geológica de la Sierra del Rosario (Cuba occidental). En: Resúmenes y programa, Geología/Geology '89, Primer Congreso Cubano de Geología, La Habana, p. 66.

Pszczółkowski, A., 1994, Lithostratigraphy of Mesozoic and Palaeogene rocks of Sierra del Rosario, western Cuba. Studia Geologica Polonica, v 105, pp 39-66, in A. Pszczółkowski (edit) Geology of Western Cuba.

Pszczółkowski, A., 1999, The exposed passive margin of North America in western Cuba. En P. Mann (Ed.) Caribbean Basins, (Series ed. K. J. Hsü) Sedimentary basins of the World 4. Elsevier Science B.V. Amsterdam. The Netherlands, pp. 93-121.

Pszczółkowski, A. and Myczyński, R., 2003, Stratigraphic Constraints on the Late Jurassic-Cretaceous Paleotectonic Interpretations of the Placetas Belt in Cuba. In C. Bartolini, R.T. Buffler, and J. Blickwede, eds., The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79, p. 101-104.

- Rigassi-Studer, D., 1961, Quelques vues nouvelles sur la géologie cubaine. Extrait de la Revue Chronique des Mines et de la Recherche Minière. No.302, page 3-7.
- Schneider, J., Bosch, D., Monie, P., Guillot, S., García-Casco, A., Lardeaux, J. M., Torres-Roldan, R. L. and Millan Trujillo, G., 2004, Origin and evolution of the Escambray Massif (Central Cuba): an example of HP/LT rocks exhumed during intraoceanic subduction. *J. metamorphic Geol.*, 2004, 22, 227–247.
- Snopkova, P., 1984, Informe de las investigaciones palinológicas realizadas en muestras de localidades cubanas. Manuscrito. Archivo Geológico de la Expedición Cuba-Checoslovaquia Escambray II. Cuba central.
- Somin, M. L. y Millán, G., 1969. Principales cuestiones de la geología de los complejos metamórficos de Cuba. *Bull. MOIP*. No. 4. Moscú (en ruso).
- Somin, M. L. y Millán, G., 1972, Los complejos metamórficos de Pinos, Escambray y oriente de Cuba y sus edades. *Izvestia. Akad. Nauk. SSSR. Serie Gel*. No. 5. pp. 48-57. Moscú. (en ruso).
- Somin, M. L. y Millán, G., 1981, Geología de los complejos metamórficos de Cuba. Edit. Nauka. Moscú. 219 pp. (en ruso).
- Somin, M. L., Arakelians, M. M., Kolesnikov, E. M., 1992, Age and tectonic significance of high-pressure metamorphic rocks of Cuba. *International Geology Review*, 34, No. 2, pp. 105-118.
- Stanek, K. P., Maresch, W. V., Grafe, F., Grevel, Ch., Baumann, A., 2006, Structure, tectonics and metamorphic development of the Sancti Spiritus dome (Eastern Escambray Massif, Central Cuba). *Geologica Acta*. Vol. 4. Nos. 1-2. pp. 151-170.
- Stanik, E., Ching, R., Chaloupsky, J., Suchanek, J., Schovanik, P., Valecka, J., Koverdysnsky, B., Mlcoch, B., Zoubek, J., Vazquez, C., Mañour, J., Vyjidak, B., Holak, J., Prochazka, J., Eisenreich, M., 1981, Informe del levantamiento geológico, geoquímico y trabajos geofísicos, realizados en la parte Sur de Cuba Central, en las Provincias Cienfuegos, Sancti Spiritus y Villa Clara. Centro Nacional del Fondo Geológico. La Habana. Cuba. 555 pags. (Inédito).
- Thiadens, A. A., 1937, Geology of the southern part of the province Santa Clara (Las Villas) Cuba. *Geog. Geol. Mededeelingen, Phys. Geol. Reeks*, Nº 12, Min. geol. Inst. Rijksuniv; pp.1-69. Utrecht.
- Treloar, P. J., Koistinen, T. J., and D. R. Bowes, 1981, Metamorphic development of cordierite-amphibole Rocks and mica schist in the vicinity of the Outokumpu ore deposit, Finland. *Transactions of the Royal Soc. of Edimburgh: Earth Sciences*, 72, 201-215.
- Tolkunov, A. E., Bolotin, I. A., Cabrera, R., Maximov, A. A., Zarianov, D. P., 1974, Regularidades de la distribución y condiciones de formación de los yacimientos tipo “Lentes piritosas” en el anticlinorio de Trinidad. En: *Geología de los yacimientos minerales útiles de Cuba*. Publicación Especial Número 3, Instituto de Geología y Paleontología, Academia de Ciencias de Cuba, La Habana.
- Wierzbowski, A., 1976, Oxfordian ammonites of the Pinar del Río province (western Cuba); their revision and stratigraphical significance. *Acta Geol. Polonica*. V. 26, No. 2. Warszawa.

Litoestratigrafía del macizo metamórfico Escambray. Volumen 3.

El Grupo La Sierrita. Unidad superior del Macizo Metamórfico Escambray.

Humberto Álvarez Sánchez (1) y Luís Bernal Rodríguez (2)

1. Miramar Mining Corp. República de Panamá. Geólogo de las Expediciones Escambray. 2. Instituto de Geología y Paleontología de la República de Cuba. Geólogo de las Expediciones Escambray.

1. geodoxo@gmail.com. 2 bernal560213@gmail.com

EXORDIO

Desde la primera parte de esta obra sobre la estratigrafía del Escambray señalo un problema vigente en la geología del Escambray consistente en la existencia de cierto conflicto entre estratigrafía y metamorfismo. Como otros geólogos estudiosos de este interesante territorio; nos encontramos ante la disyuntiva de identificar las unidades de mantos tectónicos por su grado metamórfico, separados entre si por superficies a determinar por métodos físico-químicos; o identificarlos como unidades integradas por formaciones litoestratigráficas y/o litodemas, separados por fronteras mecánicas visibles en el terreno. Ambos caminos se han transitado en el Escambray por geólogos que discrepan en sus métodos de aproximación al problema. A partir de mi experiencia de más de un decenio de trabajo en los macizos metamórficos y ofiolíticos de Cuba central, soy un convencido partidario del método estratigráfico de solución .

Aceptamos sin reservas la función de la petrología, los estudios de cinemática y cronología en la determinación de fronteras metamórficas entre nappes en dominios cristalinos fuertemente consolidados por múltiples fases metamórficas de alto grado. En ellos la estratigrafía, amalgamada y recrystalizada, prácticamente desapareció. Como ejemplo de la solución de problemas de superposición de nappes por tales métodos sirve el caso del Erzgebirge (Sajonia-Turingia; Macizo de Bohemia); uno de los mayores complejos metamórficos Hercínico-Variscos; producto de subducción del margen continental paleozoico de Gondwana. Los estudios realizados sobre unidades metamórficas en esas regiones probaron el carácter de mantos tectónicos de varias estructuras estratigráficamente mudas; después de años de polémicas, escenificadas sobre un macizo metamórfico de alta temperatura (>800 C°); muy alta presión (>28 kbar) y alrededor de 480 Ma de antigüedad.

El Escambray, interpretado como un complejo de subducción de un margen continental pasivo, activado por fracturación y vulcanismo, es muy diferente al Erzgebirge. Su base estratigráfica no supera una antigüedad de 175 a 183 Ma y aflora en otras regiones del país sin metamorfismo. La temperatura del metamorfismo, de rareza, alcanza 600 C°. Aunque la presión por lo general es alta la temperatura es baja, de modo que el Escambray no es, en general, un macizo de alto grado metamórfico. No existen complejos gnéisicos, ni granulitas ni migmatitas. En varias unidades del Escambray existen sucesiones apenas metamorizadas; tan poco que la fabrica de los sedimentos se conserva al detalle. Varias de sus secciones son fosilíferas en fauna y flora, a pesar de esfuerzos insuficientes para encontrarlos. Cabe preguntarse si en la actualidad ya se entendió que el Escambray se compone de una litoestratigrafía que se puede cartografiar. Si se progresó en conocer y aceptar su estructura en mantos tectónicos integrados por formaciones y litodemas y solo ligeramente diferenciados por su grado metamórfico y separados por superficies mecánicas de contacto, visibles en superficie. Los datos son antiguos y existen desde hace decenios.

Hace años que se sostiene y explica en esta obra que no habrá modelo tectónico final del Escambray sin una plena comprensión y detallada construcción de su estratigrafía. La construcción de una estratigrafía de elevado grado de detalle, bajo reglas uniformes es fundamental. La petrología metamórfica, indispensable también en la tarea; pero no es, como algunos creen, el paradigma exclusivo para la solución de la geología del Escambray. Es un método complementario, cual unido a un eficiente empleo de los métodos geofísicos, debe conducirnos al éxito final.

10. LITOESTRATIGRAFÍA DE LA SECCION SUPERIOR DEL MACIZO METAMORFICO ESCAMBRAY.

10.1. Grupo La Sierrita.

Autores.

Humberto Álvarez Sánchez y Guillermo Millán Trujillo.

Referencia original.

Las primeras descripciones se encuentran en la versión del *Léxico Estratigráfico de Cuba* (Guillermo F. Franco *et al.*, 1992) y en Millán y Álvarez Sánchez (1992, *ined.*).

Formaciones integrantes.

Formaciones Loma Quivicán, Los Cedros, Yaguanabo, La Sabina y El Tambor.

Historia.

La Expedición Escambray II de Cuba-Checoslovaquia¹ y el Instituto de Geología y Paleontología de Cuba² realizaron trabajos conjuntos en 1983 y 84, destinados a unificar en el Escambray las columnas estratigráficas de ambas instituciones. Las cartografías independientes fundamentaban la realidad de un complejo superior de formaciones litoestratigráficas de edad cretácica presumible; yacentes estratigráficamente sobre los mármoles del Grupo San Juan³; algunas con definiciones previas, obtenidas durante reconocimientos anteriores independientes⁴. Esta situación convenció a los geólogos de lo necesario de integrar en una categoría superior a varias de estas unidades y durante ese ejercicio de colaboración, las nuevas formaciones se añadieron a una unidad provisional de categoría superior denominada Grupo Crucecitas (Álvarez-Sánchez y Millán, en Dublan y Álvarez-Sánchez *edits; et al.*, 1986, *ined.*). El definitivo establecimiento y formalización, como se describe en el *Léxico Estratigráfico de Cuba*, desde 1992 (Franco Álvarez, *ibid.*) se presentó posteriormente por Millán y Álvarez-Sánchez (1992, *ined.*) bajo el nombre de Grupo La Sierrita. No obstante, es de justicia reconocer que la Fm. Yaguanabo, en posición estratigráfica sobre los mármoles del Grupo San Juan, fue primero establecida en 1976 por Josef Shaloupsky, durante la Expedición Escambray I. Según la descripción original⁵ (en Stanik *et al.*, 1981) Yaguanabo, de una complicación litológica considerable; sumaba partes del Grupo La Sierrita posterior. Es así que la existencia de un corte estratigráfico sobre los mármoles del Escambray y la noción de la composición tripartita del corte estratigráfico de ese macizo era conocida desde antes de 1981; ya que Millán y Somin (1981) opinaban que la Fm. Loma Quivicán⁶, una de las Formaciones de base del Grupo La Sierrita, era parte del Grupo San Juan (**v. Figura 14, T. 1**).

Origen del Nombre.

El nombre del Grupo se deriva del poblado La Sierrita, situado en la región sur-occidental de la Cúpula de Trinidad, en la Provincia de Cienfuegos.

¹ Las Expediciones Escambray I y Escambray II del CAME tenían una composición binacional checoslovaco-cubana.

² IGP son las siglas del Instituto de Geología y Paleontología del Servicio Geológico de Cuba.

³ Ver Tomo Dos de la presente obra. (Álvarez-Sánchez y Bernal, 2015).

⁴ Artículo 11.- Antecedentes Históricos. Al proponer un nuevo nombre se debe incluir la historia de la nomenclatura de las rocas asignadas a la unidad propuesta, con una descripción de cómo fueron tratadas anteriormente y por quiénes (referencias), así como asuntos tales como las prioridades, los posibles problemas de sinonimia y otras consideraciones pertinentes. (CEN; 2010).

⁵ Desde la primera versión del *Léxico estratigráfico de Cuba* (Franco Álvarez *et al.*, 1992) hasta la tercera edición actual (de Huelves Alonso *et al.*, 2013), se conserva un error que también puede considerarse una injusticia. El autor original de la Formación Yaguanabo fue Josef Shaloupsky, quien propuso la definición de Yaguanabo en 1976. Stanik podría considerarse como coautor de esta unidad (ver en Stanik *et al.*, 1981 y en Álvarez-Sánchez, 2014; Tomo Uno). (Nota del Autor).

⁶ Millán y Somin también consideraron que los mármoles coloreados tenían la misma edad que los mármoles oscuros jurásicos (Millán y Somin, 1976; pag. 7). Más tarde estos mármoles fueron llamados Formación Loma Quivicán (Millán y Somin, 1981) de edad supuesta Cretácico. (Nota del Autor).

Sinonimia.

El concepto de sinonimia⁷, como se aplica a la estratigrafía del Escambray en el *Léxico Estratigráfico de Cuba*, lo discutí en partes anteriores de esta obra (Álvarez-Sánchez, 2015 y Álvarez-Sánchez y Bernal, 2015). Las equivalencias basadas en nombres de etapas tempranas del conocimiento, creados para designar el total del corte rocoso, se emplean en la sinonimia de la estratigrafía del Escambray. De alguna manera se asume que Schist formation (Thiadens, 1937) y Schists formation; (Palmer, 1945), incluyen partes de unidades modernas o todas; algo aceptable solo en un sentido coloquial. Pero en el concepto riguroso de sinonimia, el alcance del término se hace excesivo y, en mi opinión, no pueden ser sinonimias de "Grupo La Sierrita" ni de otra unidad moderna; independiente de la respetuosa reverencia inspirada por las figuras de Thiadens y de Palmer. En sentido estricto; el Grupo La Sierrita es sinónimo completo de: "Grupo Crucecitas" (Álvarez-Sánchez y Millán, en Dublan, y Álvarez-Sánchez; *et al.*, 1986. En parte de Fm. Yaguanabo; según la descripción original de Shaloupsky y Stanik (en Stanik, *ibid.*), ya que la Fm. Yaguanabo sí incluía, aunque sin habilitarlo, formaciones del Grupo La Sierrita, separadas más tarde. Incluso esta última sinonimia es el límite del alcance del concepto, según mi entender.

Distribución geográfica. Área Tipo.

El Grupo La Sierrita aflora en las dos cúpulas del Escambray; en las Provincias de Cienfuegos, Villa Clara y Sancti Spiritus. En la Cúpula de Trinidad se extiende con amplitud en las regiones SW y WNW. Sobre el plano, las unidades configuran un arco a partir del Valle de Yaguanabo al sur y los Valles de Padilla-San Narciso al norte (**Figura 102**). Esta figura en arco puede considerarse como Área Tipo del Grupo La Sierrita. Hacia el este y alrededor del centro de la Cúpula, donde predominan los mármoles del Grupo San Juan (J₃-K₁), se encuentra áreas con interrupciones locales, en Jibacoa, El Nicho, El Mamey; La Sabina y Loma Quivicán. No existe un perfil con superposición simultánea de todas las formaciones del Grupo. Pero sí es posible observar cortes con al menos dos y a veces más formaciones, en contactos consecutivos o laterales o tectónicos. En la Cúpula de Sancti Spiritus, el Grupo La Sierrita se circunscribe a la parte central culminante, cuyos afloramientos están encerrados por cinturones concéntricos de unidades más antiguas de los Grupos San Juan (J₃-K₁), Grupo Metaterrígeno⁸ (J₁-J₃) y Anfibolitas Yayabo (¿J₁?), de mayor grado metamórfico de alta presión; todas ellas en una posición de cabalgamiento sobre las unidades del Grupo La Sierrita

De hecho las unidades del Grupo La Sierrita afloran dentro de los límites de una verdadera ventana tectónica, bien delimitada en el centro de la Cúpula de Sancti Spiritus, revelada bajo los mantos tectónicos de orden superior; internamente diferenciados en escamas-nappes menores, pero con su coherencia regional conservada, aún no desmantelada por la erosión.

Esta posición y la forma general de los afloramientos, delimitados dentro de una figura similar a una bolsa oblonga (**v. Lámina 4, Tomo.1**), parece, más que todo relacionada con el nivel del corte de erosión; mucho menos profundo en relación con la Cúpula de Trinidad.

Relaciones Estratigráficas.

Millán y Álvarez-Sánchez (1992) describen dos variantes principales de composición de la base del Grupo La Sierrita, bajo la presunción de contactos estratigráficos probados o probables. Aquella donde el Grupo debuta por la Fm. Loma Quivicán⁹, por lo general sobre la Fm. Collantes (Tithoniano-Cretácico Inferior temprano) y aquella donde la base del Grupo consiste de la Fm. Los Cedros (Cretácico Inferior), descansando sobre la Fm. Vega del Café (Jurásico Superior-Cretácico Inferior) (**Figura 103**).

⁷ El Artículo 7 de la Comisión Norteamericana de Nomenclatura Estratigráfica establece: Sobre el que propone el nombre recae la responsabilidad de evadir la duplicación, tanto en el uso del mismo nombre para diferentes unidades (homonimia) como en el uso de diferentes nombres para la misma unidad (sinonimia). También véase el Artículo 9 del Código Cubano de Estratigrafía.

⁸ Grupo Metaterrígeno es una unidad informal propuesta en el Tomo Uno de esta obra (Álvarez-Sánchez, 2015) para agrupar a las unidades del Escambray de gran afinidad litológica, genética y cronológica con las Formaciones San Cayetano y Arroyo Cangre de la Cordillera de Guaniguanico de Cuba occidental (Nota del Autor).

⁹ Algo similar a las variantes de relación de la Formación Ancón (análogo litológico de la Formación Loma Quivicán), descansando en un caso sobre la Formación Peñas (Campaniano-Maastrichtiano) (de la Unidad Tectónica Valle de Pons) y la Formación Pons (Aptiano-Turoniano) y en otro caso sobre la Formación Guasasa (Oxfordiano Superior-Valanginiano); en la Cordillera de Guaniguanico de Cuba occidental. (Opinión sostenida por H. Álvarez-Sánchez).

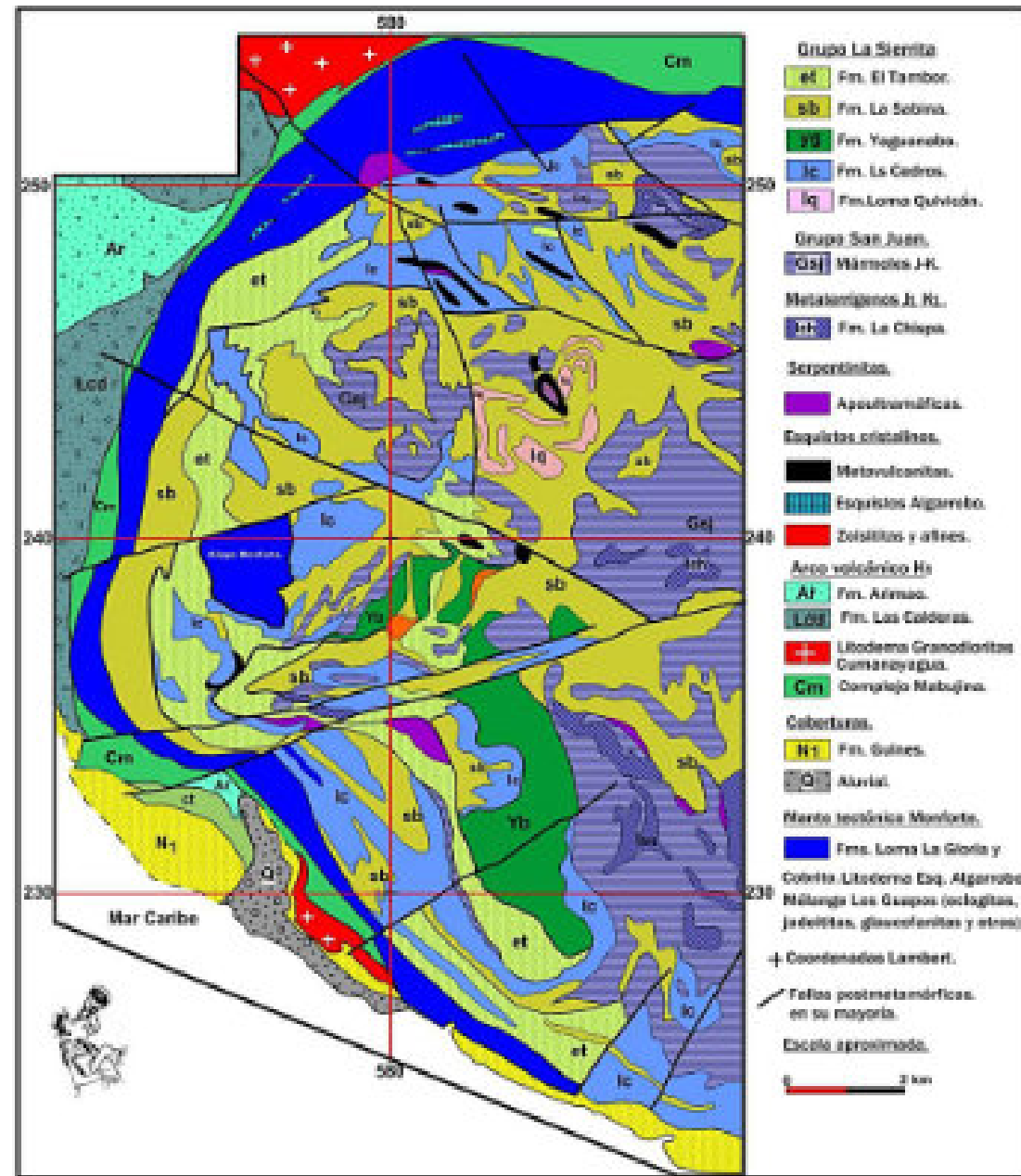


Figura.102. Croquis de la distribución espacial del Grupo La Sierrita en el extremo occidental de la Cúpula de Trinidad, según Millán y Álvarez-Sánchez a la altura de 1992 y la carta geológica del Instituto de Geología y Paleontología de Cuba 1:100,000 (Hojas 4181 y 4182). La región representada puede considerarse como un Área Tipo, en cuyo interior pueden observarse la totalidad de las Formaciones del Grupo La Sierrita. (gráfica del Autor).

En ambos casos los contactos son normales o de transición rápida. No obstante, existen cambios locales numerosos en el orden de estas sucesiones y la Fm. Vega del Café, respecto a la Fm. Collantes, es mucho más parecida a la Fm. Loma Quivacán; hecho que a veces causa confusiones.

La relación espacial entre las formaciones del Grupo se establece en el terreno en sucesiones verticales, por lo menos entre dos unidades. Las sucesiones entre tres unidades están probadas (Los Cedros-Yaguanabo-El Tambor). Las relaciones laterales también son conocidas aunque con menos claridad. No obstante relaciones laterales, incluso interdigitadas y sustituciones y transposiciones se han descifrado sobre el terreno. Ciertas litologías suelen compartirse y muchas se derivan de protolitos comunes; causa de frecuentes confusiones. Entre los litotipos comunes se encuentran las silicitas (chert estratificados), metagrauvacas, calizas cristalinas estratificadas o masivas, epiclastitas volcánicas por su origen, esquistos metapelíticos, manganésíferos y otros.

La menos influenciada por el vulcanismo es la Fm. Loma Quivacán, aún con intercalaciones rítmicas de metatufitas. En cada una de las restantes unidades, el componente volcánico incrementa su importancia hasta llegar a la Fm. Yaguanabo, testigo de una etapa de vulcanismo significativo. Las Formaciones La Sabina (silicitas) y Yaguanabo (vulcanitas) ocupan la posición media-alta, de las columnas estratigráficas mientras en el culminante yace la Fm. El Tambor; sin observarse otras secciones estratigráficas suprayacentes: Al parecer, definitivamente, la unidad culminante del corte del Escambray es la Fm. El Tambor, con rasgos de flysch con posibles olistostromas, casi siempre situada en el corte de erosión actual. Cuando no falta por esa causa, su ausencia se produce por denudación tectónica bajo los nappes de tipo Monforte.

Los términos Klippe Monforte; "Nappe Monforte" y "nappes de tipo Monforte", fueron creados por Humberto Álvarez-Sánchez, (en Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, *ined.*) para distinguir aquellas unidades de mantos tectónicos, integradas por secciones de las Formaciones Cobrito; Loma La Gloria, los Litodemas Algarrobo y Yayabo y segmentos fragmentados de unidades del Grupo San Juan. Tales unidades de nappe forman la coraza superior de mayor grado metamórfico de alta presión. Bajo ellas yacen cabalgadas las restantes unidades alóctonas e, incluso, puede ser que para autóctonas relativas.

Condiciones prevalecientes durante la sedimentación.

Los protolitos de la base del Grupo (Formaciones Los Cedros y Loma Quivacán) sugieren sedimentación calcárea en un medio marino profundo, bien representado por derivados metamórficos de micritas interestratificadas con silicitas. Las rocas más características son las calizas cristalinas bien estratificadas, grises a gris oscuro (Fm. Los Cedros), coloreadas (Fm. Loma Quivacán); ambas suficientemente diferenciadas de los mármoles del Grupo San Juan.

Muchas evidencias atestiguan una profundización de los depocentros al finalizar la sedimentación del Grupo San Juan con la Fm. Vega del Café. Se reanimó el vulcanismo, en suspenso desde el último evento importante, ocurrido en la Fm. Cobrito; a través de una actividad significativa (Fm. Yaguanabo); seguida por erosión y sedimentación de la Fm. El Tambor y simultáneos eventos de sedimentación por transporte de masas con la organización de horizontes de turbiditas y olistostromas?

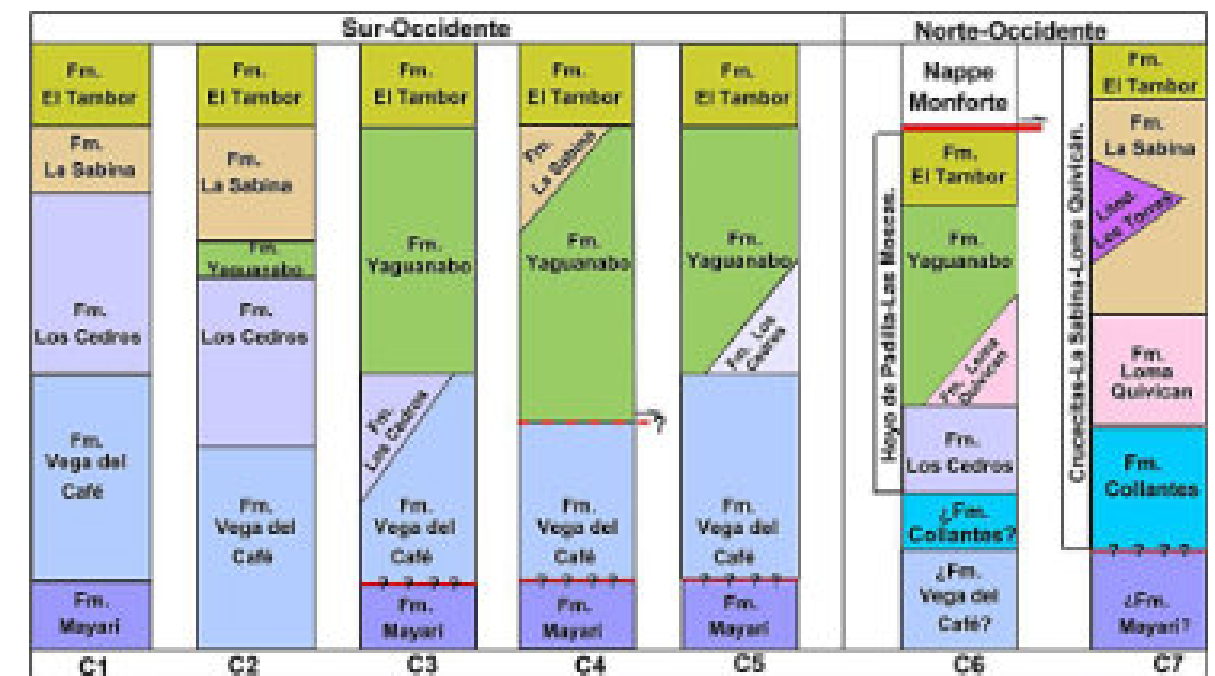


Figura. 103. Varios arreglos observados en la secuencia estratigráfica del Grupo La Sierrita, en las regiones occidentales de la Cúpula de Trinidad. C1, C2-Región Sur: Valle alto del Río San Juan. C3-Valle de Yaguanabo central. C4-Valle de Yaguanabo NW. C5-Valle de Yaguanabo NE. C6-Sección desde el Hoyo de Padilla-Las Moscas. C7-Sección Crucecitas-La Sabina-Loma Quivacán (antigua Finca La Corona) (según datos de Álvarez-Sánchez, 1981-1991).

El conjunto litológico del Grupo La Sierrita demuestra cambios sustanciales importantes durante la transición del Jurásico al Cretácico tardío, estableciéndose un dominio facial específico, diferente al correspondiente del Grupo San Juan; probablemente extendido a regiones paleogeográficas mucho más amplias que solo el Escambray.

Tales acontecimientos reflejan en tiempo y bastante probablemente en espacio, los eventos equivalentes desarrollados en la Cordillera de Guaniguanico de Cuba occidental, al término de la sedimentación del Grupo Viñales (De Golyer, 1918), equivalente estrecho del Grupo San Juan. El complejo de sedimentos habla con claridad de la profundización paulatina de una cuenca inter-Escambray, inestabilidad tectónica, rápida variabilidad facial de los sedimentos provocada por mecanismos muy dinámicos de acumulación. Condiciones que dieron lugar a una secuencia litoestratigráfica completamente característica.

Complejidad de la posición estratigráfica.

Para la comprensión de la estratigrafía de este Grupo, en sus tan numerosas variaciones de cortes en distancias muy pequeñas; es necesario tener presente la tectónica del Escambray. La superposición causada por la compresión lateral fragmentó las columnas litológicas originales y destruyó gran parte de las relaciones faciales que existieron. No obstante, las formaciones del Grupo La Sierrita aún conservan secciones casi continuas, con su propia composición y orden de las sucesiones; pero dentro de mantos tectónicos y escamas tectónicas menores con su propia columna estratigráfico-facial. La imbricación de las unidades en una pila vertical de mantos; las numerosas fallas sinmetamórficas enmascaradas por la recristalización y la homogenización metamórfica y otras postmetamórficas, evidentes en el terreno; alteraron profundamente la verticalidad de las columnas estratigráficas. La erosión intensa y selectiva durante la elevación de las cúpulas terminó de velar la situación real. De tal modo se crearon intrincadas tramas de secciones litoestratigráficas con bruscas diferencias del orden de las formaciones; manifiestas en espacios de algunos kilómetros y hasta de algunos centenares de metros en el terreno.

Esta situación real ha terminado por adquirir una complicación adicional a causa de que varias de las unidades tectónicas, consisten de mezclas de “zonas metamórficas-nappe”, cuales se plegaron fuertemente, a menudo con inversiones completas de su corte estratigráfico.

Edad.

Se trata de un complejo metamórfico con muy escasos restos fósiles conservados; hasta ahora inservibles para diagnósticos. Hasta el momento se conoce el reporte de Stanik (*et. al.*, 1981), sobre el hallazgo de *Nannoconus sp.* y radiolarios mal conservados en la región central del Valle de Yaguanabo en afloramientos referidos, en aquel entonces, a la base de la Fm. Yaguanabo. Esta microfauna, estudiada por Gustavo Furrázola-Bermúdez (en Stanik *op cit.*) sugiere una edad probable Tithoniano-Cretácico Inferior; más probablemente la segunda para este horizonte. En la localidad del hallazgo las relaciones de campo son confusas a causa del mal afloramiento de unos mármoles gris claro y rosáceos reducidos de potencia que podrían pertenecer, tanto a la Fm. Los Cedros como a la Fm. Loma Quivicán.

Millán y Álvarez-Sánchez (1992) consideran al Grupo La Sierrita, en edad comprendida desde el Cretácico Inferior hasta el Cretácico Superior; probablemente hasta Coniaciano-Santoniano; sobre la base de las afinidades del corte del Grupo con sus posibles correlativos de Guaniguanico y la edad de las secuencias de flysch carbonatados distales en Cuba, gran parte acotadas entre el Cretácico Inferior a Cretácico Superior.

Espesor.

El Grupo La Sierrita alcanza una potencia entre 400 y 800 m. Las cifras son inseguras por causa del replegamiento por fases, reducciones de potencia, además de importantes pérdidas en el corte de erosión. Las estimaciones de potencia se discuten para cada una de las unidades integrantes.

10.1.1. Formación Loma Quivicán.

Autores.

Guillermo Millán (en Millán y Somin, 1981).

La Tercera Edición del Léxico Estratigráfico de Cuba (Huelves Alonso *et al.*, 2013) menciona como autores a Guillermo Millán y a Mark L. Somin. En Millán y Somin 1981, se hace específico que Guillermo Millán es el único autor de la Formación (ver también Franco Álvarez *et al.*, 1992).

Primera referencia.

Millán, G., y Somin, M. L., 1981, Litología, estratigrafía, tectónica y metamorfismo del macizo del Escambray. Editorial Academia, La Habana, pp. 1-104.

Historia.

La litología de la Fm. Loma Quivicán llamó la atención temprana en la estratigrafía del Escambray. Zdenek Suchanek (1978, en Stanik *et al.*, 1981), llamó a la sección Miembro Villa Olímpica de la Fm. San Juan con localidad tipo en la región de Jibacoa de la Cúpula de Trinidad; diferenciada de los mármoles oscuros de San Juan por sus coloraciones gris claro, rosado y violáceo. Suchanek creía observar en estas rocas la base de San Juan; Millán y Somin, 1981, al contrario, las interpretaban como la sección estratigráfica más alta del Grupo San Juan y como una nueva formación denominada Loma Quivicán. Millán y Álvarez-Sánchez (1992) rectificaron esta definición al asociar Loma Quivicán al Grupo La Sierrita; una de las dos Formaciones base del Grupo.

La unidad es distintiva. Se puede seguir por largas distancias y levantarse a escalas medias y detalladas. Es uno de los buenos horizontes litológicos guía y marca del final de la deposición de las Formaciones del Grupo San Juan.

Origen del nombre.

El nombre se deriva de la elevación llamada Loma Quivicán, en los predios de la antigua Finca La Corona; en la Provincia de Cienfuegos; mitad occidental de la Cúpula de Trinidad.

Distribución geográfica.

La Fm. Loma Quivicán aflora en la mitad occidental de la Cúpula de Trinidad. En la Cúpula de Sancti Spiritus no se conocen afloramientos representativos de Loma Quivicán. Al parecer en la Cúpula de Sancti Spiritus predomina su equivalente la Fm. Los Cedros. Es posible que Loma Quivicán sea exclusiva o solo aflore en la cúpula occidental.

Sinonimia.

La Fm. Loma Quivicán es sinónima del Miembro Villa Olímpica de la Fm. San Juan (Suchanek 1978, en Stanik *et al.*, 1981). Fue sinónima en parte del Grupo San Juan en el sentido de Millán hasta 1981 (en Millán y Somin, 1981) y es integrante del Grupo La Sierrita a partir de 1992 (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992). Las versiones del Léxico Estratigráfico de Cuba desde 1992, indican una sinonimia parcial de Loma Quivicán con la Fm. Sopapo (de Stanik *et al.*, 1981). La Fm. Sopapo carece de cualquier afinidad o posible comparación con la Formación Loma Quivicán.

Localidad Tipo. Holoestratotipo.

La Localidad Tipo y el Holoestratotipo (**Figura 104**) se encuentran en los alrededores de Loma Quivicán, en los antiguos predios de la Finca La Corona, por el camino viejo Crucecitas-San Blas. Es accesible en el estío hasta unirse a

la carretera asfaltada Topes de Collantes-La Sierrita. En cualquier época el lugar es accesible desde esta misma carretera. Las coordenadas Lambert son: Norte 241.90 y Este 583.20. Hoja Cumayagua 4182-II. 1:50,000. ICGC¹⁰.

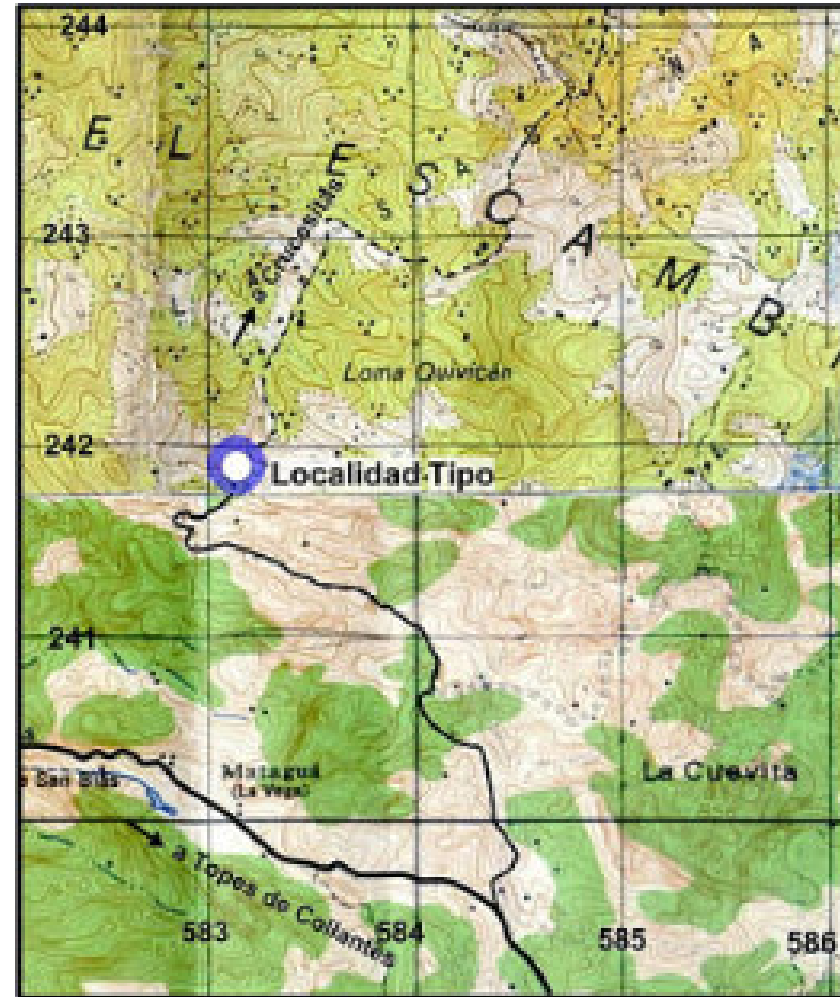


Figura.104. Localidad Tipo de la Formación Loma Quivicán. Hojas 1:50,000. Cumanayagua (4182-II) y Topes de Collantes (4181-I). ICGC.

Composición petrográfica mineralógica. Caracteres distintivos.

Los mármoles de Loma Quivicán son de colores claros, sin grafito; poco frecuentes en los cortes del Escambray. Muy característicos llaman la atención por su grano fino y sus coloraciones variadas. Suelen ser verdes, rosados, violáceos, pardo crema, gris azulado (**Figura 105**), a veces, blanquecinos; bien foliados, estratificados y laminados.

La composición mineral de los mármoles es bastante simple. Se componen de una masa fundamental recrystalizada granoblástica de carbonatos, sin conservarse en ellos restos orgánicos reconocibles. Como accesorios casi siempre se observa albita, cuarzo, actinolita, esfena y sericita. Difieren de los esquistos intercalados clorita-cuarzo con una composición mineral más compleja y una asociación epidota-clorita-actinolita-albita-cuarzo y accesorios de clinozoisita, hidrobiotita, y estipnomelana. Tales intercalaciones al parecer se formaron de un sedimento lutítico, contaminado con una fina dispersión de material arcilloso-tobáceo, diferenciándose de otros esquistos subordinados derivados de sedimento aleurítico que contienen zircón y plagioclasa detrítica albitizada. En las localidades donde afloran los mármoles rosáceos, violáceos, siempre se observan contenidos elevados de manganeso finamente disperso. En algunas bandas de los estratos de mármoles se observan dendritas de manganeso y secreciones ferruginosas, así como restos de estilolitos impregnados de manganeso y de otras sustancias metálicas. A veces los mármoles rojizos, cuando se encuentran meteorizados, segregan manchas y patinas de color rojo hematítico y verdoso de composición Fe-Mn, producto de la disolución por las aguas de lluvia acidificadas al provocar dispersión

sobre la superficie de los afloramientos de metales disueltos. Aunque no es tan frecuente, confieren a ciertos afloramientos unos tonos abigarrados (**Figura 106**). De lugar a lugar se observan capas muy finas de esquistos metapelíticos micáceos cuarzosos de tonos claros, a veces con granos pequeños de zircón, de rareza con granate. Intercapas de unos esquistos verdes apotufíticos, clorito-epidóticos albiticos, a veces con lawsonita, son abundantes. Son calcáreos o no, rítmicos, con finas intercalaciones bandeadas de mármoles. Con frecuencia, entre las secciones de mármoles, se destacan metasilicitas en delgadas intercalaciones delicadamente bandeadas, también de colores claros, por lo general verdosos o rojizos.



Figura.105. Mármoles azulosos de la Formación Loma Quivicán, estratificados en capas de 10 a 20 cm, con intercalaciones finas de metasilicitas. Carretera Jibacoa-topes de Collantes. Cúpula de Trinidad (Foto: Cortesía de M. A. Iturralde-Vinent).

En algunas localidades las silicitas con intercalaciones calcáreas pueden incrementarse y resolverse en paquetes métricos independientes, a menudo en forma de budinas romboidales. Por su aspecto en la estratificación (**Figura 107**) recuerdan mucho los estratos de chert radiolarítico, muy comunes en las formaciones calcáreas de la Cordillera de Guaniguanico.

La Fm. Loma Quivicán contiene brechas de fragmentos de metapedernales y clastos de mármoles. Se reportaron primero por Millán (en Millán y Somin, 1981) en la descripción original de Loma Quivicán, consideradas "*brechas intraformacionales*" de fragmentos de calizas cristalinas de la propia Loma Quivicán", con un espesor de 4 m. Millán y Pszczółkowski (1982), reportan al sur de Crucecitas una capa de 1 a 10 m de clastos de calizas cristalinas y pedernales grises, a veces dispersos en una matriz calcárea. Los fragmentos alcanzan hasta 0.5 m en los horizontes más potentes. Los clastos de mármoles pertenecen tanto a Loma Quivicán como al Grupo San Juan.

En el Hoyo de Padilla, al oeste de Crucecitas, aflora una capa métrica de metabrecha de metapedernales y mármoles oscuros, cementados por una matriz calcárea rojiza (Álvarez-Sánchez, en Dublan y Álvarez-Sánchez, *et al.*, 1986). Los clastos de mármoles oscuros, provienen de las unidades del Grupo San Juan; por ejemplo de la Fm. Collantes. El cemento calcáreo rojizo a partir de un protolito micrítico sugiere que la sedimentación de la facies Loma Quivicán, se acumulaba aún no por completo litificada, durante la génesis de la brecha.

¹⁰ ICGC: Instituto Cubano de Cartografía Y Catastro.



Figura.106. Pátinas rojizas hematíticas en los mármoles de Loma Quivicán. En la figura se aprecia el plegamiento similar isoclinal con las charnelas tumbadas al SW, de régimen probablemente dúctil. Jibacoa. Cúpula de Trinidad. (Foto: Álvarez-Sánchez; 1982).



Figura.107. Capas rítmicas de metasilicitas entre esquistos cloríticos carbonáticos. Formación Loma Quivicán. Antigua Finca La Corona. Camino Viejo San Blas-Crucecitas. Cúpula de Trinidad. (Foto: Álvarez-Sánchez; 1981).

Tales rasgos recuerdan extraordinariamente los sedimentos equivalentes de la Fm. Ancón (Truitt, en Truitt y Brönnimann, 1955) de la Cordillera de Guaniguanico; cuyo Miembro de las Calizas Micríticas y Margosas (Pszczółkowski, en Pszczółkowski, *et. al.*, 1975) contiene capas de brechas de intraformación prácticamente idénticas. Justamente, al igual como ocurre en su muy análoga Fm. Ancón de la Sierra de Los Órganos de Cuba occidental; también en Loma Quivicán se destacan estructuras sinsedimentarias primarias muy características, perdurables a pesar del metamorfismo, observables a simple vista en los afloramientos. En el camino de Crucecitas a San Blas, adentrado en la Zona Metamórfica 1, caracterizada por bajo grado metamórfico (Somin y Millán, 1974; Stanik *et al.* 1981) la Fm. Loma Quivicán contiene secciones métricas donde la fábrica sedimentaria se ha conservado notablemente y donde gran número de estructuras relícticas se encuentran; tales como estratificación graduada, laminación de corrientes y otras. Entre ellas la laminación paralela, muy llamativa, conservándose en los más pequeños detalles (Figura 108). Otras estructuras sugieren deslizamiento basal de capas en estado prelitificado.

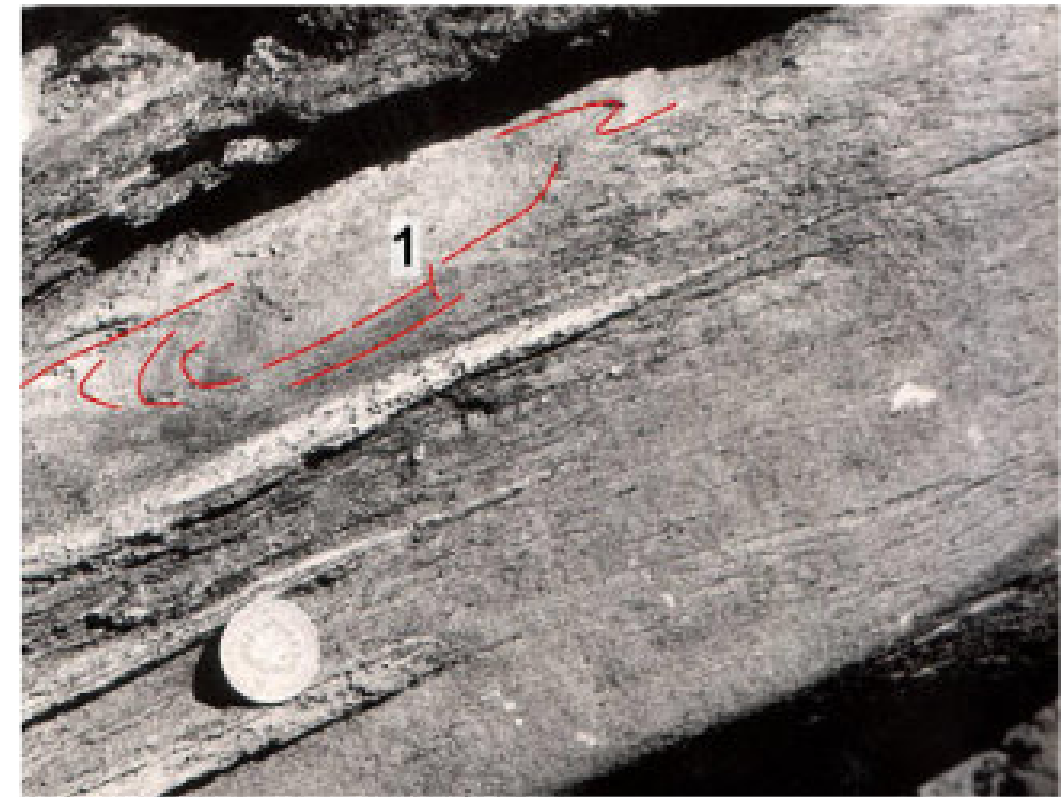


Figura.108. Calizas cristalinas de Loma Quivicán. Laminación paralela original del protolito coincidente con la esquistosidad principal. 1- Posible plieguecillo convoluto desarrollado en una capa metapelítica (lodo). Camino Viejo Crucecitas-San Blas. Cúpula de Trinidad. (Foto: Álvarez-Sánchez; 1981).

Relaciones estratigráficas.

La Fm. Loma Quivicán ocupa una posición regular sobre el Grupo San Juan. En el sector norte-occidental y en parte del sector central de la Cúpula de Trinidad, Loma Quivicán suele descansar sobre la Fm. Collantes en un contacto estratigráfico normal. Pero en la localidad de La Sabina y más hacia el sur y al oeste de Crucecitas, existen afloramientos con la posición invertida, sin ruptura de la relación original. En el perfil Crucecitas-Loma Quivicán, en la localidad de La Sabina, existe una sucesión estratigráfica invertida de la Fm. Loma Quivicán sobre la Fm. La Sabina. Debajo de la elevación de la **Figura 109** se destaca una clara sucesión estratigráfica gradual entre ambas Formaciones. El contacto es "capa por capa" (**Figura 110**). Los lechos de mármoles coloreados finamente laminados de Loma Quivicán, se sustituyen por metasilicitas de la Fm. La Sabina en intervalos de pocos metros. Cortes invertidos son frecuentes en la dirección N-S del perfil Crucecitas-Loma Quivicán.

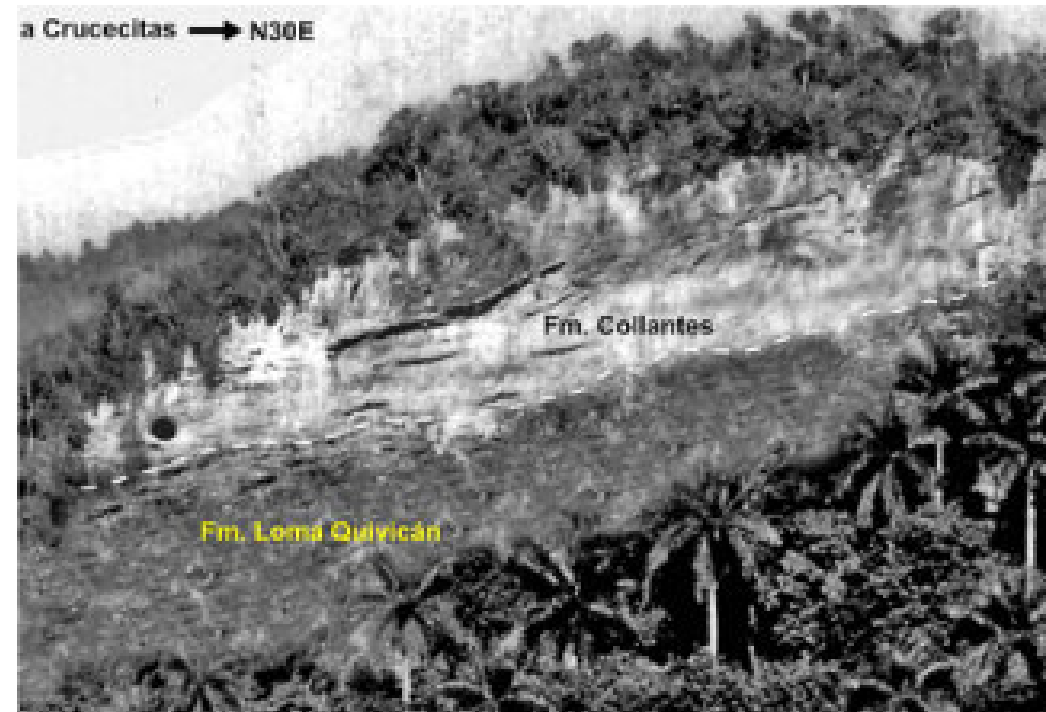


Figura.109. Corte invertido. La Formación Collantes sobre la Formación Loma Quivacán. La Sabina. Cúpula de Trinidad (Foto: H. Álvarez-Sánchez; 1981).



Figura.110. Horizonte de transición entre la Formación Loma Quivacán y la Formación La Sabina, bajo la elevación de la Figura 109. La Sabina. 3.5 Km. al Sur de Crucecitas. Cúpula de Trinidad. (Foto: H. Álvarez-Sánchez; 1981).

A lo largo del perfil ocurren cambios a la posición normal o se reestablece la inversión. Rasgo tan variable en distancias cortas, en realidad es un reflejo en la superficie de una unidad tectónica de nappe, con frecuentes pliegues recumbentes de orden kilométrico.

11 Una palma *Roystonea regia*, como las visibles en la foto, suele tener una altura media de 12 m.

En la región de Loma Méndez y Hoyo de Padilla, al oeste de Crucecitas, se destacan composiciones y orden estratigráfico diferente (Figura 111). En la pendiente sur de Loma Méndez, una buena sección revela una sucesión normal. En la base al nivel del piso del valle, aflora la Fm. Los Cedros (± 40 m)¹² seguida de un paquete de la Fm. Loma Quivacán (± 25 m). El corte se corona por la Fm. Yaguanabo (>100 m), cabalgada por una escama tectónica del Grupo San Juan y esta a su vez cubierta por el Nappe Monforte.

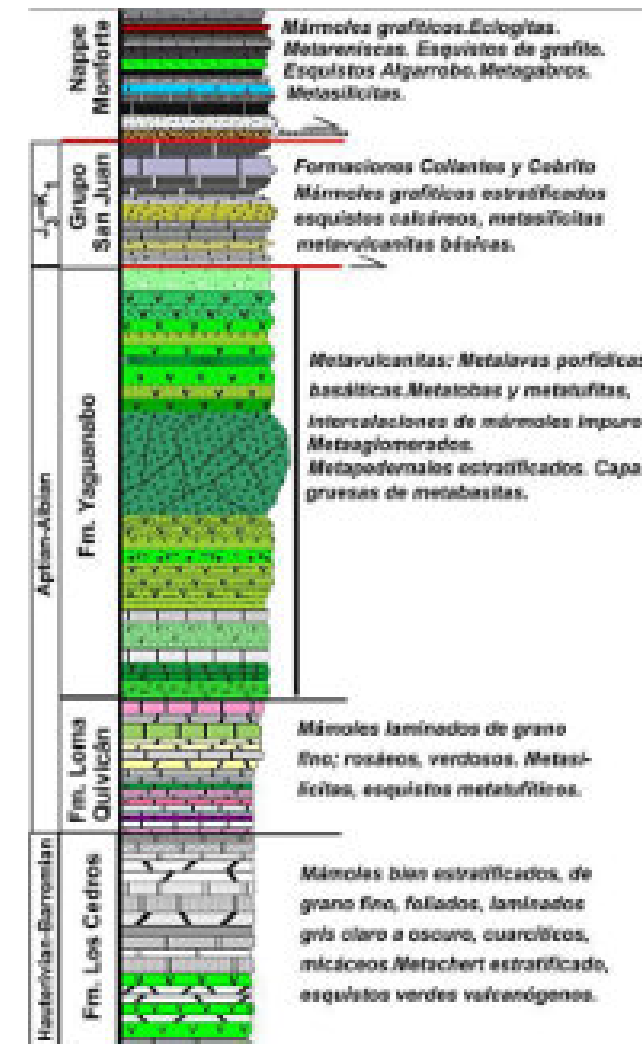


Figura.111. Esquema de la columna estratigráfica de las Formaciones del Grupo La Sierrita en el perfil de Loma Méndez. La sección representa los cortes característicos Sur-Norte. Hacia el oeste la Formación Loma Quivacán se acuña y queda reducida a solo unas capas (según Álvarez-Sánchez; 1991).

Espesor y edad.

Entre 50 y 100 metros. En ocasiones la potencia disminuye a causa del aplastamiento tectónico, hasta quedar reducidas a unas capas de pocos metros, incluso centímetros; convertidas en esquistos extremadamente foliados, rojizos, violáceos y verdosos: causa en tales casos de la falsa impresión de laguna o hiato de la Formación en la sección¹³. La Fm. Loma Quivacán no ha revelado restos fósiles reconocibles. Comparto la opinión de Millán (en Millán y Somin, 1981) de una edad desde Cretácico Inferior tardío hasta Cretácico Superior temprano para Loma Quivacán. Este concepto se basa en la posición estratigráfica de Loma Quivacán sobre la Formación Collantes y esta última sobre la Fm. Mayarí de edad probable entre Tithoniano a Berriasiano.

¹² Es posible que la base del corte contenga parte de la Formación Collantes.

¹³ Es curioso que los análogos litológicos de Loma Quivacán en la Sierra de Los Órganos, la Formación Ancón, presentan esta misma característica, cuando yace bajo espesores muy grandes de los mantos tectónicos del Grupo Viñales. Tal rasgo se puede observar en la ventana erosivo-carstica del Valle de San Carlos, donde aflora la Formación Ancón reducida a una masa foliada rojiza, con desarrollo de algunos minerales de metamorfismo incipiente (Álvarez-Sánchez, 1972).

Inferencia sobre las condiciones de sedimentación del protolito.

Cambios en la posición de la Fm. Loma Quivicán obedecen a varios factores, unos activos durante su sedimentación; otros de carácter tectónico. Cambios faciales laterales pudieron originarse por la diferenciación batimétrica de la cuenca en espacios subsidiarios. Debieron ser importantes como para provocar diferencias en la posición, incluso en la ausencia de su facies característica. La influencia de la tectónica tangencial pudo desempeñar el papel final en estos marcados cambios. Así, la proximidad espacial de estas diversas posiciones de la Formación puede expresar el estrechamiento producido por la tectónica tangencial de dichos sectores o subcuencas, tanto como las circunstancias de la sedimentación.

El protolito más característico de la Formación parece derivado de micritas, acumuladas en la zona pelágica, en aguas oxigenadas y relativamente agitadas, por encima de la lisoclina de aquel entonces. Tal deducción solo se sustenta en la condición preservada de las rocas y en comparaciones macroscópicas ya que no se conserva microfauna. Las silicitas estratificadas a veces rítmicas, derivadas probablemente de chert de radiolarios, de comprobarse, apoyarían esta suposición. El grano muy fino visible en sectores menos recrystalizados y la laminación paralela a menudo inalterada, también favorecen tales suposiciones. Las capas de silicitas bien estratificadas y coloreadas de forma parecida a las calizas cristalinas contienen manganeso y son ferruginosas, como varios de los estratos calcáreos. Estas características sugieren una actividad hidrotermal exhalativa en los fondos de la cuenca.

Otro aspecto importante en la génesis de la Formación son los horizontes de brechas, en ocasiones bastante potentes. Los clastos sin apariencia de traslado, compuestos de fragmentos de la propia Formación de aspecto ya litificado, se mezclan con capas rotas de pedernal y mármoles oscuros, seguros derivados de la Fm. Collantes u otra unidad del Grupo San Juan. Las brechas en algunos afloramientos contienen un cemento peculiar derivado, al parecer, de un lodo calcáreo, rojizo. Estos rasgos sugieren un probable escenario sinsedimentario subacuático de inestabilidad de taludes, quizá asociado a sismos por fallas activas en una cuenca con diferenciaciones batimétricas-tectónicas del fondo marino, en la proximidad de fuentes que aportaban soluciones minerales metálicas Fe-Mn y material detrítico y arcilloso. Cuenca vinculada a un territorio con vulcanismo.

Formación Loma Quivicán y Formación Ancón ¿son correlativas faciales?

Ningún geólogo con experiencia en la Cordillera de Guaniguanico de Cuba occidental deja de sorprenderse ante las semejanzas, de la Fm. Loma Quivicán y la Fm. Ancón de Guaniguanico (**Tabla 1**). Millán y Pszczółkowski (1982) lo destacaron aunque objetaron la correlación y compararon a Loma Quivicán con la Fm. Buena Vista, de micritas rojizas y verdes, chert y brechas de calizas y pedernal, del Hauteriviano-Cenomaniano de la Sierra del Rosario (Pszczółkowski, 1976).

En la actualidad la Fm. Buena Vista es sinónima de tres formaciones: Santa Teresa, Carmita y Moreno. Santa Teresa y Carmita (Aptiano a Santoniano); contienen elementos litológicos análogos a los de Loma Quivicán premetamórfica. Moreno es demasiado terrígena para siquiera considerarla. En Santa Teresa el componente principal son las silicitas, la mayoría estratificadas y derivadas de chert. Otras rocas silíceas pelíticas y psamitas son abundantes. El componente carbonatado es escaso. Las calizas están pigmentadas y las impregnaciones de hidróxido de manganeso en forma de costras, vetillas y, en ocasiones, pequeñas capas delgadas en las silicitas no deja de ser llamativo, así como su posición sobre el Grupo Viñales, equivalente occidental del Grupo San Juan.

La Fm. Carmita tiene la traza más próxima de las tres. La composición de calizas gris, gris blancuzco, gris-crema, y beige y a menudo crema oscuro a rojo ladrillo y blanco, con dendritas de manganeso en las superficies de las capas, es muy sugerente. El enriquecimiento de las silicitas por hidróxido de manganeso; también destacado por costras, vetillas y pequeñas capas delgadas de manganeso es un rasgo muy importante. Los paquetes de chert de potencia considerable recuerdan a los chert de Canalete (Hatten, 1957), muy próximos a la Fm. Ancón y cuya posición y edad nunca fue bien determinada. Por lo visto Carmita, incluso por su edad (Cenomaniano-Santoniano), se aproxima más a ser un equivalente facial-litológica de la Fm. Loma Quivicán, aunque ninguna prueba, más que tales afinidades, apoyen la analogía.

Tabla.1. Resumen de características coincidentes entre las Formaciones Loma Quivicán y Ancón.

	Formación Ancón. Cordillera de Guaniguanico.	Formación Loma Quivicán. Macizo Metamórfico Escambray.
Litología	Micritas coloreadas por Mn-Fe, rojas, rosáceas, violeta, crema, amarillas, gris azulado, verdes, con intercalaciones de chert. Calcarenitas pardas Areniscas friables tuffíticas con intercalaciones margosas. Brechas de fragmentos de calizas y chert provenientes de secuencias autóctonas de Guaniguanico y brecha formado por bloques de calizas hasta de 5 metros de diámetro y abundantes clastos de chert.	Mármoles blanquecinos, gris azulado, verdosos, rosados, y violeta, con capillas de metapedernales y esquistos metapelíticos. Paquetes de metapedernales con calizas cristalinas de tonos claros. Intercalaciones rítmicas de esquistos verdes calcáreos apotuffíticos con capillas de calizas cristalinas claras. Metabrechas, hasta 10 m de espesor de fragmentos de metapedernal y mármoles oscuros y nativos hasta 0.5 metros de longitud.
Edad	Campaniano-Maestrichtiano-Paleoceno temprano. (Mbros Calizas Micritas y Margosas); Parte superior del Maestrichtiano (?). Paleoceno tardío (Miembro La Güira). Paleoceno tardío (Miembro La Legua).	¿Cretácico Inferior tardío-Cretácico Superior temprano?
Ambiente sedimentario.	Micritas y pedernales de ambiente pelágico no restringido (límite calcita / aragonito), contaminado con aportes de arcillas coloreadas y soluciones metálicas (Fe-Mn); próximo a un territorio volcánico. Locales subcuencas “entre fallas” con condiciones reductivas y subsidencia no compensada. Taludes limítrofes productores de detritos gruesos (rock falling).	Protolito de micritas acumulado en condiciones pelágicas y no restringidas con aporte de soluciones minerales metálicas Fe-Mn y material detrítico y arcilloso volcánico. Cuenca vinculada a un territorio con vulcanismo.
Relaciones de piso a techo.	Sobre la Formación Guasasa del Oxfordiano Tardío al Hauteriviano-Turoniano Inferior y bajo la Formación Manacas del Paleoceno tardío al Eoceno Inferior.	Sobre la Formación Collantes de edad supuesta Jurásico Superior al Cretácico Inferior.

A pesar de las alternativas arriba examinadas, las numerosas coincidencias entre Loma Quivicán y Ancón son más que notables y no es posible ignorarlas. Ambas Formaciones contienen una litología coincidente hasta el detalle, expresada por rocas peculiares, en secuencias completas relativamente monótonas y en espesores decamétricos. Si las analogías litológicas constituyeran el único argumento quizá sería ocioso continuar preocupándose por el asunto. Pero hay que sumar otros hechos significativos.

- Las rocas calcáreas y silíceas contienen iguales impurezas de metales (Mn-Fe) que les confieren coloraciones características y llamativas. La Fm. Ancón contiene detritos volcánicos. En condiciones de metamorfismo regional de presión media y temperatura baja; bastante probablemente producirían esquistos verdes apotuffíticos, y metapelitas tal como se observa en Loma Quivicán.
- Las dos Formaciones contienen brechas muy características. Hecho sugerente de traslado de material detrítico grueso hacia sus depocentros; provenientes de la destrucción de secciones integradas por carbonatos oscuros de la base estratigráfica de ambas unidades. Tales unidades contribuyentes de detritos son equivalentes cronológicos y litológicos en el Escambray y en Guaniguanico
- Las dos Formaciones, coronan los cortes de unidades calcáreas del Oxfordiano hasta Hauteriviano-Turoniano (y posiblemente hasta el Campaniano) en la Sierra de Los Órganos (Formaciones Guasasa-Pons-Peñas) compuestas por calizas oscuras de banco y rampa y de los mármoles oscuros de edad Oxfordiano hasta Cretácico Inferior del Grupo San Juan en el Escambray.
- Tales circunstancias en los dos dominios, son una marca precisa de un cambio sustancial en las condiciones tectónicas y paleogeográficas en una extensa cuenca que pudo ser común, e inician la sedimentación de complejos litológicos característicos, culminantes del corte estratigráfico total.

Para la probabilidad geológica, tales aspectos de la cuestión parecen considerablemente positivos, más allá del alcance estadístico.

Si las anteriores analogías no son provocadas por una cadena de casualidades, algo poco creíble; los dominios Guaniguanico y Escambray debieron formar parte de una corteza continental o de transición con un substrato común. De hecho sus columnas estratigráficas poseen una coincidencia material y cronológica cercana al 100% para el periodo comprendido entre el Jurásico Inferior y la parte alta del Cretácico Inferior. Su extensión original, mucho mayor que sus afloramientos actuales, con gran probabilidad contenía cuencas limítrofes con diferencias de facies entre ellas tanto como equivalencias e identidades.

Entre el Albiano y el principio de los tiempos Turoniano-Coniacianos, muchas características similares en los tipos de facies de mar profundo y el predominio de los sedimentos carbonatados debieron mantenerse. Precisamente en este periodo pudo ocurrir un cambio en el escenario, al comenzar la separación de partes de ambos complejos. No es posible con el conocimiento actual delimitar a cuales partes del dominio original pertenecen los afloramientos actuales. La Sierra de Los Órganos yace cabalgada por la Sierra del Rosario sin que se conozcan las dimensiones del desplazamiento, mas que por especulaciones. El Escambray aflora distante unos 300 km del extremo oriental de Guaniguanico, aunque existen pruebas geofísicas de una amplia continuidad hacia el meridiano de la isla de los complejos metamórficos en la profundidad. Al respecto, es altamente sospechoso que la frontera meridional de la Sierra de Los Órganos, este cabalgada por una columna estratigráfica metamorfozada en condiciones P-T similares a las del Escambray (Faja Cangre; Millán y Somin, 1981), cuya secuencia de unidades litoestratigráficas es, prácticamente, "otra Sierra de Los Órganos" (Álvarez-Sánchez, 1972, *inéd.*). Al aceptar la validez sobre la realidad de la conexión y la posterior disgregación continental; no se encuentran objeciones viables para rechazar que las Formaciones Loma Quivicán y Ancón pudieron formar una facies extendida entre segmentos de ambos dominios. Esta conexión pudo mantenerse con cambios litológicos no esenciales durante un tiempo prolongado entre el Coniaciano hasta el Maastrichtiano temprano y romperse a continuación. Es así que ellas, durante un tiempo, pudieron ser una facies isópica sincrónica (una parvafacies) y más tarde pasar a ser unidades litoestratigráficas parcialmente heterocronas; sin alguna circunstancia conocida en la paleogeografía o en la historia geológica como posible objeción a tal posibilidad, según opinión de Álvarez-Sánchez.

No hay más que examinar el problema de la posición de la Fm. Ancón en la Cordillera de Guaniguanico.

La composición litológica de la Fm. Ancón, así como el rango temporal de su deposición aún necesita ser materia de estudio en la geología de Cuba occidental. Mientras no sea exhaustivamente resuelto; sí es posible que las Formaciones Ancón y Loma Quivicán sean facies correlativas. Mientras el Escambray sufría una intensa fracturación acompañada de la resurrección del vulcanismo jurásico, expresado por la Fm. Yaguanabo; causa del cese de la sedimentación de Loma Quivicán o su sustitución por otra unidad; en Guaniguanico continuó la sedimentación de Ancón por lo menos hasta el Paleoceno, incluso hasta el Eoceno inferior.

En los cortes del Valle de Pons, en la Sierra de Los Órganos de Cuba occidental; no es apreciable interrupción alguna de la sedimentación entre la Fm. Pons-Peñas¹⁴ (Aptiano-Turoniano) y la Fm. Ancón. En el curso del Arroyo Piedras, al SW del poblado de Pons, la Formación Peñas y la Formación Ancón presentan un contacto de transición de capa por capa (Figura 112). Por eso la Fm. Ancón puede representar el completo intervalo de tiempo entre el Campaniano (incluso desde antes) y el Eoceno Inferior, sin que exista prueba alguna en la actualidad que demuestre exhaustivamente lo contrario.

El origen de las dudas sobre estas relaciones y su discusión, proviene de la posición un hiato supuesto por Herrera (1961) entre la Fm. Mina y La Fm. Ancón (Figura 113). No obstante, para Herrera (*op.cit.*), en la región del Valle de Pons, donde se observa la parte inferior de Ancón; la edad podría descender hasta la parte alta del Maastrichtiano, con una edad límite inferior hasta el Campaniano (**v. Tabla 2**). Herrera, divide a la Fm. Ancón en dos secciones (inferior y superior). Esta división es, en mi opinión aproximadamente correcta y corresponde con los hechos que se pueden observar en la Sierra de Los Órganos; aunque en realidad es bastante más complicada.

En el Valle de Pons, las calizas micríticas & margosas (Pszczółkowski, en Pszczółkowski *et al.* 1975) de Ancón, descansan sobre la Fm. Peñas (Campaniano-Maastrichtiano). Pero, en la Unidad Infierno descansan sobre el Miembro Infierno (de la Fm. Pons; Valanginiano tardío?, Hauteriviano a Turoniano Inferior).

¹⁴ Formación Peñas-Pons (Hauteriviano hasta el Daniano, según De La Torre en Pszczółkowski, 1978) (Turoniano al Campaniano, según Meyerhoff (en Khudoley y Meyerhoff, 1971).

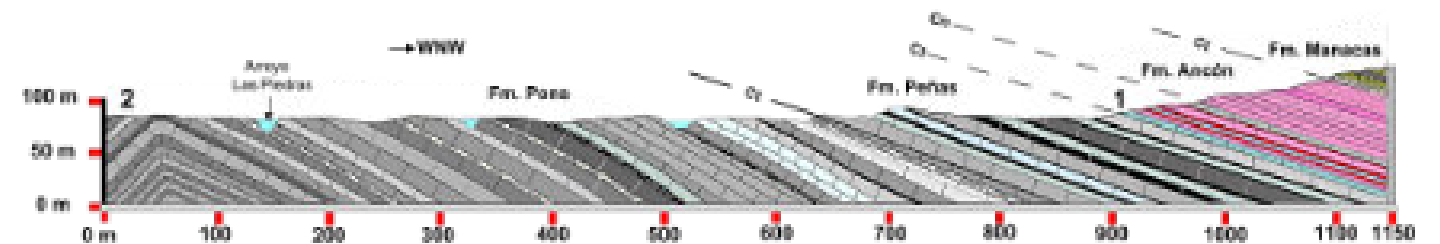


Figura.112. Perfil por el Valle de Pons. Sección por las Formaciones Pons; Peñas, Ancón y Manacas, aproximadamente paralela al Arroyo Las Piedras. 1-Zona de transición entre la Formación Peñas y la Formación Ancón. Ct: Contacto transicional. Cn: Contacto normal ().

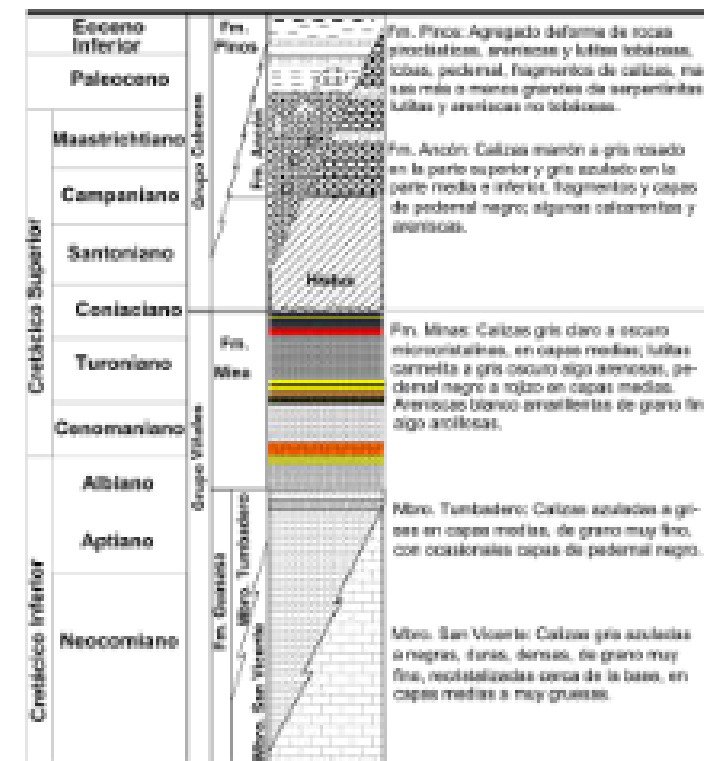


Figura.113. Columna estratigráfica de Herrera (1961) en el Valle de Pons (adaptada de Herrera, 1961).

En el Valle del Ancón, Sierra de Viñales, las calizas de Ancón descansan, sobre la Fm. Guasasa del Tithoniano (Judoley y Furrázola-Bermúdez, 1968). V. Biriukov (1968) en la región septentrional de Guaniguanico, describe una brecha sobre "calizas del Tithoniano medio" de fragmentos de calizas grises de 2 m de potencia, cementados por una matriz carbonatada rojiza¹⁵. Sin duda la brecha denominada posteriormente como Miembro La Güira de la Fm. Ancón.

Por consiguiente, de existir este hiato, no hay evidencia clara de su importancia y de su sincronismo y de su extensión y generalidad; a causa de que se omite constantemente una circunstancia capital. La Fm. Ancón se encuentra en todos los cortes de las unidades de mantos tectónicos de las Sierras del Rosario y Los Órganos, en distintas posiciones dentro de las unidades tectónicas superpuestas en una potente pila vertical. Solo en la Unidad Tectónica Valle de Pons (Rigassi-Studer, 1963), la más baja de todas, la Fm. Ancón descansa sobre la Fm. Peñas y esta sobre la Fm. Pons. La unidad Valle de Pons no aflora en la Sierra del Rosario.

¿Puede existir hoy alguna duda sobre el proceso de un apilamiento sucesivo de zonas faciales que con toda seguridad estuvieron separadas por distancias entre 100 y 300 km? Solo este hecho explica como en la actualidad existan más de cuatro columnas diferentes de la Fm. Ancón, ahora próximas entre si por distancias insignificantes, que pueden recorrerse en trayectos ascendentes, desde el fondo del Valle de Pons hacia las Sierras del Infierno, Celadas, Chichones, Quemados y Viñales, en la Sierra de Los Órganos.

¹⁵ En la zona de contacto existe un horizonte de brecha calcárea de hasta 2 m de espesor, formado por fragmentos de calizas grises, cementadas por un material carbonatado de color rojizo. Los fragmentos son entre 5-8 cm (sic) (afloramientos 1191, 1192, 1630. Mapa de Materiales Reales. Biriukov, 1968).

Tabla 2. Opiniones discrepantes sobre la edad de la Formación Ancón.

Autor	Litología	Posición	Edad
Ch. W. Hatten; 1957	Calizas coloreadas (rosáceas, verdes, gris-azulado. Intercapas de conglomerados y brechas. Capas de Mn.	En conformidad sobre la “Caliza Viñales”.	Eoceno Inferior
N. M. Herrera (1961)	Calizas marrón a gris rosado en el tope. Gris azulado en la parte media-inferior. Fragmentos y capas de pedernal negro. Calcarenitas y areniscas.	Sobre la Fm. Mina (de edad Albion-Coniacian).	Base con foraminif. del Maastrichtian-Campanian. Tope con fauna del Tanetiano.
Pszczółkowski et. al., 1975 y Pszczółkowski, 1978)	Micritas violáceas, gris azulado, verde grisáceo y verde claro, o negro. Calizas arenosas escasas. Estratos/lentes de chert. Conglomerados con clastos de calizas y chert.	Sobre la Fm. Peñas (del Campanian-Maastrichtian)	Paleoceno tardío.
Pszczółkowski et. al., 1975.	Mbro. La Güira. Brecha de fragmentos de calizas y chert.	Sobre el Mbro. San Vicente (Oxfordian-Tithonian) de la Formación Guasa.	Paleoceno tardío. Prob. parte superior del Maastrichtian.

Además; la sucesión de microfauna puede desaparecer por causas conocidas en el registro geológico mundial. Se conocen casos de paraconformidades, caracterizadas por la falta de sedimentos, a causa de resuspensión por corrientes de contorno y el lavado de sedimentos blandos por otros tipos de corrientes de fondo (Corrales, *et al.*, 1977). Del mismo modo ocurren interrupciones cuando un conjunto complejo de causas, determinan un estado “hambriento” de una cuenca (starved basin) y mientras en unos sitios se depositan milímetros en otros se depositan decenas de metros de sedimentos. Estos fenómenos, si así fuera el caso, no son discordancias propiamente dichas, como las causadas por tectónica orogénica.

Ninguna de tales cuestiones se ha investigado ni se ha confirmado ni descartado suficientemente. Las investigaciones sobre el contacto entre las Fms. Pons, Peñas y Ancón no son exhaustivas y de ninguna manera se pueden considerar concluidas para resolver los problemas de límite, independiente del mérito que puede tener lo que hasta ahora se ha realizado.

Por otra parte: El concepto de Formación Litoestratigráfica no depende de la edad, ni del paleoambiente ni de la tanatocenosis ni del tiempo transcurrido durante la sedimentación. No se trata de unidades cronoestratigráficas, sino materiales (v. et. Código Estratigráfico Norteamericano, 2010). Como la correlación entre formaciones se basa en propiedades físicas y posición estratigráfica, los sedimentos de una misma unidad extendida en un territorio suficientemente vasto, pudo cesar en algunas localidades antes que en otras. Este es el caso que parecen satisfacer las Formaciones Loma Quivicán y Ancón.

Aun si existiera un hiato, una sucesión de rocas similares puede contener una discordancia. Si esta no provoca un cambio lítico importante que permita definir un límite reconocible, la formación de que trate continuará como una unidad, aunque ésta incluya rocas depositadas en diferentes épocas, periodos o eras (v. et. Código Estratigráfico Norteamericano, 2010).

10.1.2. Formación Los Cedros.

Autores.

Guillermo Millán Trujillo y Humberto Álvarez Sánchez, 1992.

Primera referencia.

La primera descripción de la Formación Los Cedros se presentó en el Informe de un trabajo temático realizado entre los años 1991 y 1992 (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, *ined.*) y fue formalizada en la primera versión del Léxico Estratigráfico de Cuba de 1992 (Franco Álvarez *et al.*, 1992, *ined.*).

Historia.

El concepto Formación Los Cedros tiene su origen en la descripción de cierta Formación Charco Azul, nombrada por Millán y Álvarez-Sánchez en 1984 durante la Expedición Escambray II. Millán y Álvarez-Sánchez (en Millán y Somin, 1985a) designaron con ese nombre a unas metasilicitas y mármoles grises no grafiticos y poco micáceos; posiblemente relacionados en su base con la Fm. Collantes; en el terraplén Cumanayagua-Crucecitas. Cúpula de Trinidad (coordenadas N251.00 y E586.65 (Hoja Cumanayagua 1:50,000) (v. Figura 101. Tomo 2).

En 1991, en la región de La Sierrita, Millán y Álvarez-Sánchez encontraron excelentes cortes de mármoles muy diagnósticos, metasilicitas, esquistos calcáreos, metavulcanitas y algunas metaareniscas, a veces calcáreas; yacientes sobre la Fm. Vega del Café; unidad correlativa de la Fm. Collantes de la parte superior del Grupo San Juan.

La sucesión estratigráfica convincente y las relaciones en el terreno con las Formaciones Vega del Café y La Sabina (v. **Figura 83. T.2**) mostraban una posición más clara de la unidad observada y seguridad de su sentido práctico. Mientras, la unidad Charco Azul, cabalgada al norte por unidades tectónicas metaterrígenas y una base dudosa, era menos elegible como ejemplo de la nueva formación. Estos hechos fueron decisivos para invalidar el nombre Charco Azul y sustituirlo por la Fm. Los Cedros; unidad característica del Grupo La Sierrita y base de las formaciones del Grupo, junto a la Fm. Loma Quivicán.

Origen del nombre.

El nombre Los Cedros proviene de un sistema de elevaciones conocidas como Quemado de Los Cedros, al SW de las Lomas de Pico Blanco, también conocidas como Sierra de San José. Las alturas se sitúan al NW y W del poblado de San José; una comunidad agrícola al SE de La Sierrita; en la Cúpula de Trinidad. Provincia de Cienfuegos.

Sinonimia.

La Fm. Los Cedros es sinónima de la Fm. Charco Azul (Millán y Somin, 1985a), invalidada por sus autores y sustituida por la primera. Una secuencia similar a Los Cedros o quizá la misma fue distinguida en un trabajo inédito de Millán (1983) en la mitad sur de la cúpula occidental, con el nombre de Formación Coloradas. Esta última, nunca formalizada, también puede considerarse sinónima de Fm. Los Cedros. En la descripción original de la Fm. Yaguanabo (Stanik *et al.*, 1981) las capas de Los Cedros se incluían en la base de Yaguanabo, de modo que Los Cedros debe considerarse sinónima, en parte, de Yaguanabo original.

Distribución geográfica. Área Tipo.

La Fm. Los Cedros se distribuye con gran amplitud en la Cúpula de Trinidad, hacia las regiones norte, oeste y sur de la Cúpula de Trinidad. Incluso su distribución espacial es mayor en área a la observada hasta ahora para la Fm. Loma Quivicán. Muchos afloramientos de Los Cedros se encuentran en el sistema de valles, extendidos desde el curso alto del Río San Juan hacia la semiplanicie de La Sierrita y de allí, en un perímetro al oeste del centro de la cúpula, hasta el Hoyo de Padilla; a través de fondos de valles interceptados por crestas montañosas de los mantos de mayor grado metamórfico.

El Área Tipo, propiamente dicha se delimita dentro del triangulo comprendido entre los poblados rurales La Sierrita, Yaguanabo y El Sopapo, en la porción suroccidental de la Cúpula de Trinidad. En la Cúpula de Sancti Spiritus, Los Cedros sustituye a la Fm. Loma Quivicán, según presenta la versión del **Mapa Geológico 1:100,000. IGP**. En ese territorio la Formación se desarrolla en la parte central (ver epígrafe distribución geográfica del Grupo La Sierrita).

Localidad Tipo.

La Localidad Tipo de la Formación se encuentra en las elevaciones de Loma de Los Cacaos, cuya cima de coordenadas aproximadas N236.800 y E574.300 se encuentra unos 3.5 km al sur del poblado de La Sierrita. La falda sur de la Loma de Los Cacaos es llamada por los pobladores Quemado de Los Cedros, al WSW del poblado de San José (**Figura 114**).

Estratotipos. Localidades de Referencia.

Holoestratotipo.

El Holoestratotipo se seleccionó en el sitio de coordenadas Lambert Iniciales N 237. 100 y E 575.400. Finales N 237 150 y E 575. 300; de la Hoja Topográfica La Sierrita 4181IV. 1:50,000. ICGC¹⁶ (**Figura 115 A**). Se describe en una cuesta al lado W del terraplén La Sierrita-San José la sección comienza al SE por lechos de metasilicitas con intercapas de mármoles foliados gris claro, micáceos, en ocasiones oscuros. A continuación las metasilicitas se hacen predominantes en el corte e intervienen bancos de mármoles foliados y laminados de grano fino a medio, con mica blanca y esporádicos lechos de mármoles negros sin mica, gráficos, de grano más grueso, con algunas capillas milimétricas o de centímetros ricas en cuarzo. Las capas de metasilicitas se destacan como secciones de varios decímetros o metros, seguidas por secciones de mármoles sin estas capas. El corte culmina, en la cima de la colina (más hacia el SW) por una sección de mármoles grises cuarzosos, a veces oscuros, con estructura bandeada fina.

Hipoestratotipo N° 1.

Se seleccionó en la falda sur de Quemado de los Cedros; al W del poblado de San José, a partir de la base de la elevación; entre las coordenadas Lambert: Iniciales N 236.200 y E 575.600 y finales N 236.200 y E 575.420. Hoja Topográfica La Sierrita 4181 IV. 1:50,000 ICGC (**Figura 115 B**). Desde la base de la elevación afloran mármoles gris oscuro con mica blanca y grafito; a veces con estructura de brecha, con intercapas de metasilicitas y raras capas de esquistos verdes. Hacia la parte media del corte se observan mármoles grises más claros, no gráficos, con moscovita y de grano más fino, foliados y laminados. En el corte se integran, por algunas decenas de metros, esquistos verdes metavulcanógenos con intercalaciones de metasilicitas (**Figura 116**).

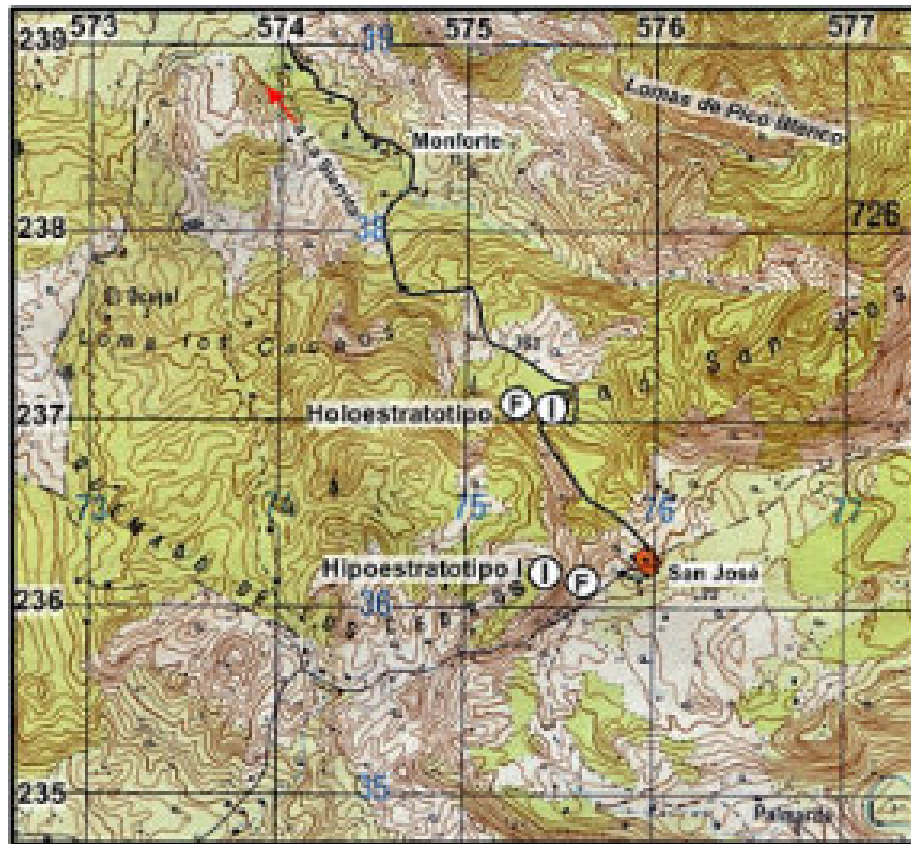


Figura.114. Localidad Tipo de la Formación Los Cedros. Situación del Holoestratotipo e Hipoestratotipo 1. La Sierrita 4181 IV. ICGC. (I: inicial. F: Final). (gráfica de Álvarez-Sánchez, 1991).

16 ICGC. Instituto Cubano de Cartografía y Catastro.

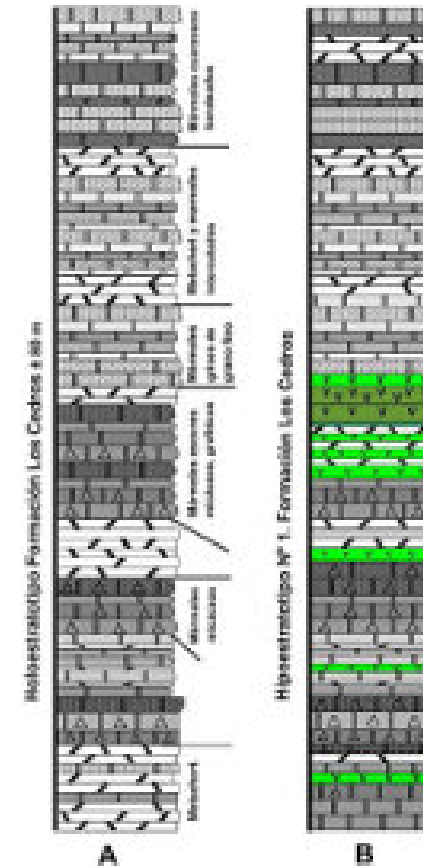


Figura.115. Columnas comparativas del Holoestratotipo (A) e Hipoestratotipo No. 1 (B), diferenciadas por el contenido de paquetes metavulcanógenos derivados de tobas, a pesar de la escasa distancia entre los cortes (sobre un dibujo de gabinete de Álvarez-Sánchez. 1991).

En la parte alta, se encuentra una sección de mármoles foliados, análogos a los de la parte media; con una sección de metasilicitas cerca de la cima; coronada por unos lechos de mármoles de grano fino, gris claro sin grafito, algo micáceos y raras y milimétricas capillas de metapedernal.

Hipoestratotipo N° 2.

Se localiza en las elevaciones al sur de la localidad Río Chiquito; al este de San José, hasta las cercanías de Vega del Café, entre las coordenadas: Iniciales Norte 236.250 y Este 580.000 y Finales N235.920 y E579.920. Hoja Topográfica Topes de Collantes 4181 I. 1:50,000 ICGC. (Figura 117). La sección comienza con la Fm. La Sabina (GM. 48₁₇) (Figura 118) y, a continuación, de forma gradual y hacia arriba topográficamente, se establece el corte predominante carbonático de mármoles grises foliados de grano medio con moscovita de la Fm. Los Cedros.

Se destacan intercalaciones de esquistos verdes y de algunos esquistos ricos en moscovita (metaterrígenos-carbonáticos). Más hacia arriba se observa una secuencia de mármoles grises muy foliados con elevado contenido de moscovita y ocasionalmente con estructura de brecha, ocasionalmente gráficos, budinizados, de buena estratificación. Esta parte es más pura y, al parecer, carece de intercalaciones. A continuación aflora gradualmente en el corte la Fm. Vega del Café. La potencia de esta sección alcanza alrededor de 60 metros, descontado el plegamiento isoclinal.

Inversión tectónica en el Hipoestratotipo N° 2.

La existencia de grandes estructuras de plegamiento de orden kilométrico es un rasgo fundamental de la tectónica del Escambray que se ha pasado por alto en los últimos trabajos. Millán y Somin ya señalaron deformaciones de

17 GM. 48. Localidad de Guillermo Millán. 1981.

plegamiento isoclinal¹⁸ de orden mayor, asociadas a la Fase 2 y Fase 3 del plegamiento (Millán, 1972; Somin y Millán, 1974 y Millán y Somin, 1981; Millán, 1990). Sin embargo, el reflejo de estas estructuras en las características geométricas de los mantos tectónicos no se encuentra debidamente reflejada en las explicaciones de la evolución tectónica del macizo en ninguno de los trabajos citados.

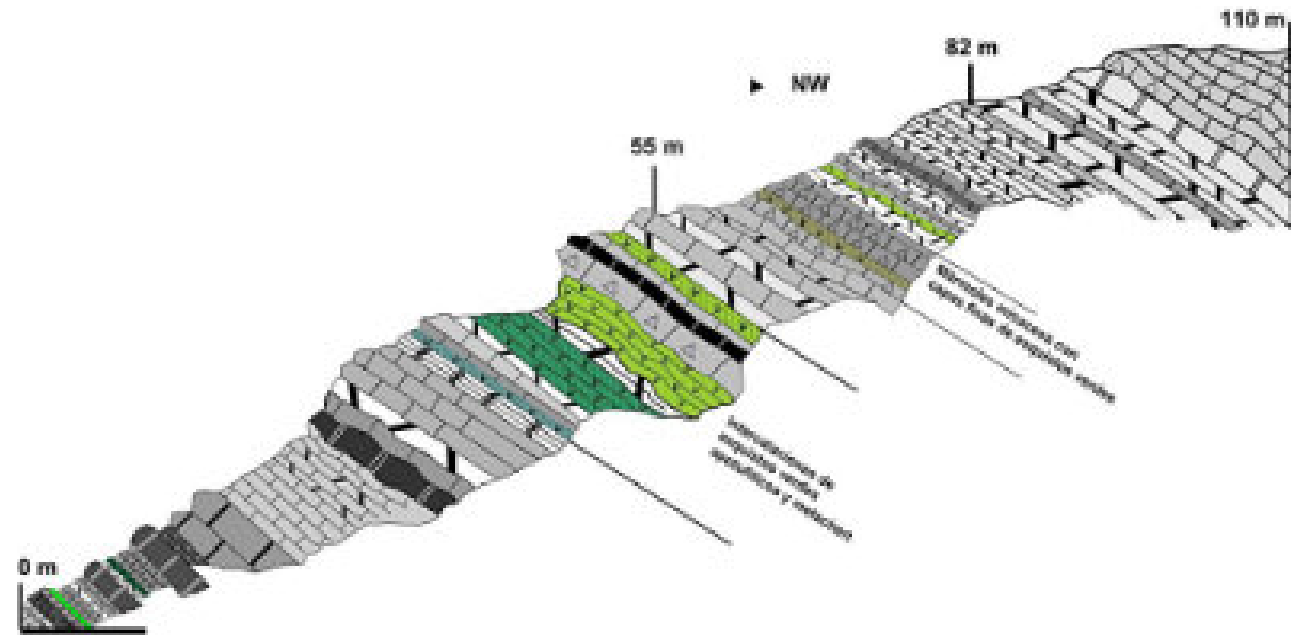


Figura. 116. Perfil del Hipoestratotipo No. 1. Los esquistos verdes ausentes en el Holoestratotipo pueden alcanzar alrededor de 10 m de potencia (sobre un dibujo de campo de Álvarez-Sánchez, 1991).



Figura.117. Localidad del Hipoestratotipo No. 2 de la Formación Los Cedros. Hoja Topográfica Topes de Collantes 4181 I. 1:50,000. ICGC. (I: inicial. F: Final). (gráfica de Álvarez-Sánchez, 1991).

¹⁸ Fue Hill (1959) el primer geólogo que identificó el plegamiento isoclinal en el Escambray.

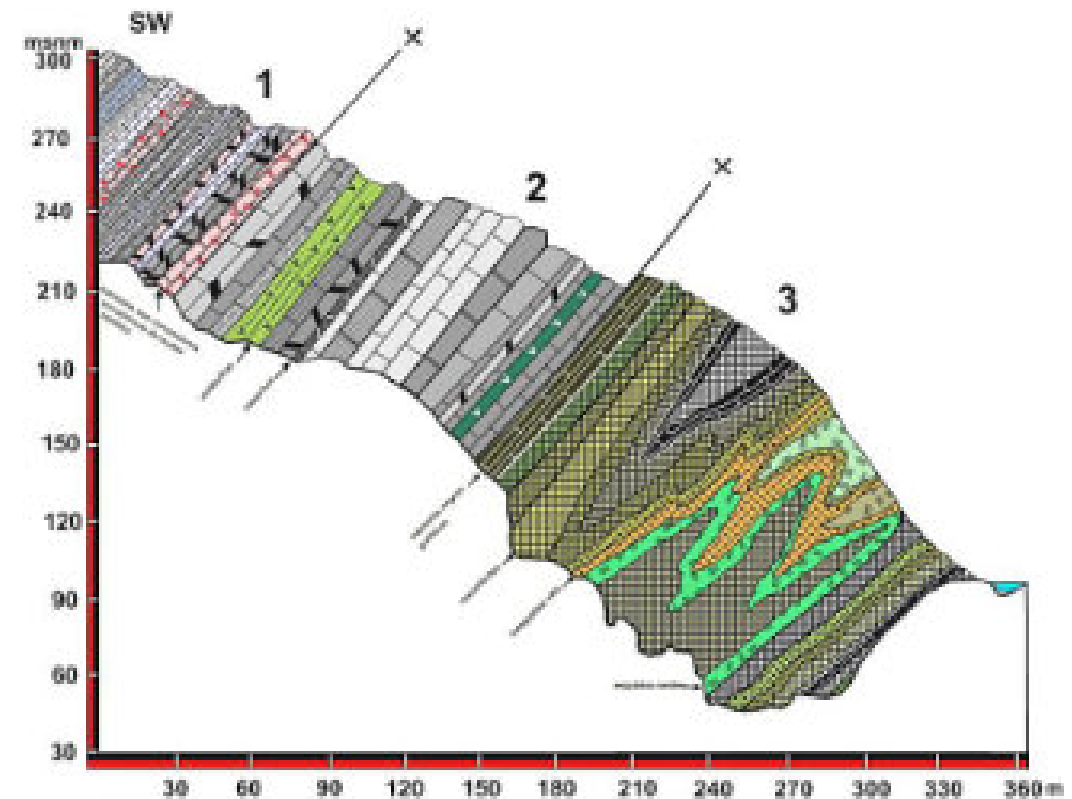


Figura.118. Perfil de la localidad del Hipoestratotipo No. 2 de la Formación Los Cedros. Hoja Topográfica Topes de Collantes 4181 I. 1:50,000. ICGC. 1-Formación Vega del Café. 2-Formación Los Cedros. 3-Formación La Sabina (sobre un dibujo de campo de Álvarez-Sánchez, 1991)

Fue Zdenek Suchanek en 1980 (y en Stanik *et al.*, 1981) el primer geólogo que argumentó la existencia de grandes pliegues isoclinales recumbentes en el Escambray. Álvarez-Sánchez y Zamashicov (1981, *ined.*) también revelaron una estructura kilométrica de plegamiento invertido con la charnela tumbada, al parecer, hacia el SW¹⁹, en la región de La Sabina. Millán y Álvarez-Sánchez (1992) encontraron en la mitad suroccidental de la Cúpula de Trinidad evidencias de la existencia de pliegues recumbentes. Tales pliegues; notables en las fotos pancromáticas de buena resolución; incluso en los mapas topográficos de escala media y hasta en las fotos satelitales populares a color (Google Earth), expresan significativas diferencias en el estilo tectónico de la columna de nappes verticalmente superpuestos. Tales estructuras se reflejan claramente sobre todo en las unidades formadas por secuencias del Grupo La Sierrita, yacientes bajo los nappes superiores de tipo Monforte de mayor grado metamórfico. Cuando se observan en el terreno los flancos de tales estructuras desarrolladas sobre el Grupo La Sierrita se destacan importantes inversiones del corte estratigráfico (v. Figuras 109, 110).

El perfil del Hipoestratotipo No. 2 (Figura 118) es un caso más y de gran interés, de las sucesiones invertidas del Grupo La Sierrita en las ventanas erosivas de la mitad occidental de la Cúpula de Trinidad; destacadas en el terreno con mayor claridad que las existentes en los mantos superiores de los Grupos Metaterrígeno y San Juan; con la diferencia en los últimos de grandes pliegues de interferencia pocas veces invertidos, a menudo con un orden normal de la sucesión estratigráfica.

Estas diferencias de estilo tectónico tienen una explicación en la lógica geológica de las deformaciones regionales. Las unidades tectónicas superiores más rígidas y cristalinas como promedio; al sobrecurrir a las unidades del Grupo La Sierrita, de mayor plasticidad y menor cristalinidad, crearon en ellas frecuentes pliegues recumbentes de flancos isoclinales; asunto que se discute con amplitud en los capítulos de tectónica de esta obra.

¹⁹ Cabe destacar que en los afloramientos del área de La Sabina se observa, como regla, una sucesión estratigráfica invertida, donde los mármoles de la Fm. Collantes yacen sobre la Fm. Loma Quivacán y esta última sobre la Fm. La Sabina. Esto fue destacado por Humberto Álvarez durante los trabajos de búsqueda de talco, ejecutados en esa área. Además, el citado geólogo señaló aquí la existencia de un pliegue apretado del orden de varios kilómetros que pliega incluso un cuerpo de serpentinita (con metagabro y metadiabasa) que yace dentro del corte de la Fm. La Sabina, cerca de su contacto estratigráfico con la Fm. Loma Quivacán. (Millán y Somin, 1985a; pag. 22).

Localidad de Referencia No. 1₂₀.

Esta sección se encuentra en una localidad de la invalidada Fm. Charco Azul; en el terraplén Cumanayagua-Crucecitas a Mina Carlota (coordenadas N 251.00 y E 586.65. Hoja Cumanayagua 1:50,000) (v. **Figura 101. Tomo 2**). Sobre mármoles negros grafiticos muy foliados, afines con la Fm. Collantes, yacen mármoles negros y grises de tonos rosáceos o pardos con paulatina disminución del grafito en una transición de unos 10 m de espesor. Los mármoles rosáceos en capas métricas se cubren por esquistos metasilícico-metapelíticos calcáreos y mármoles micáceos, rosáceos y pardos, de rareza en capas no mayores de 5-10 cm, pero hasta 25 cm en el contacto con los mármoles San Juan. En algunos tramos se notan micaesquistos metasilícico-arcillosos y calcáreos con nódulos de mármol gris hasta 10 m de potencia e intercapas decimétricas a métricas, a veces rítmicas, de esquistos verdes calcáreos metatufogénicos ricos en albita; intercalados dentro de las calizas o estas como intercapas dentro de los esquistos. A trechos se intercalan calizas recristalizadas enteramente semejantes a las características de la Fm. Loma Quivicán; evidencia de una estrecha semejanza entre ambas formaciones. La estratificación es clara y se conserva una fina laminación relíctica muy acentuada, similar a la de la Fm. Loma Quivicán (v. **Figura 108**). La potencia total de la Fm. Los Cedros en esta localidad es de unos 80 m. Al norte la sección queda cabalgada por esquistos metaterígenos cuarzo-moscovíticos de la Fm. Loma La Gloria.

Localidad de Referencia No. 2₂₁.

Un buen afloramiento de la Fm. Los Cedros se encuentra al SW de la Cúpula de Trinidad, en el camino de montaña que se dirige hacia Las Coloradas; entre las coordenadas N 226.95 y E 586.17-N y N 228.20 y E586.85. Hoja Topes de Collantes, 1:50,000. La localidad corresponde a la sección tipo, propuesta por Millán, Somin y Álvarez-Sánchez en aquel entonces (en Millán y Somin, 1985a) para la Fm. Charco Azul, más tarde invalidada. El corte comienza por mármoles grafiticos de la Fm. Collantes sobre cuyos estratos se destacan paquetes de cuarcitas metasilicíticas, esquistos metasilícico-arcillosos metapelíticos y calizas cristalinas laminadas. Las últimas son muy frecuentes y pueden dominar en algunas porciones del corte. Varían desde calizas cristalinas laminadas de tonos grisáceos, violáceos, rosáceos o gris pardo, hasta mármoles gris oscuro, en menor grado. Los estratos cambian de espesor desde 1 cm hasta 60 cm. En ocasiones las metasilicitas contienen capillas finas enriquecidas en óxido de manganeso, muy similares a la Fm. La Sabina. Del mismo modo capas de calizas cristalinas muy densas parecen estar enriquecidas en manganeso. Dentro de los paquetes de metasilicitas ocurren esquistos calcáreo-moscovíticos y subordinadas intercalaciones de esquistos verdes metapsamíticos, probablemente metavulcanógenos, que no superan los primeros decímetros de espesor y preservan rasgos de estratificación rítmica. En su composición mineral abundan las asociaciones de albita, clorita, epidota o clinozoisita, actinolita y esfena.

En la base de la sección se observan mármoles negros en contacto transicional. Por lo visto otro caso de contacto estratigráfico normal entre Los Cedros y Collantes o Vega del Café. En la parte superior del corte se manifiesta una truncadura discordante por un cabalgamiento de la Fm. Loma La Chispa. En el área, que abarca los alrededores del caserío El Colorado también la Fm. Los Cedros aparece cabalgada por mármoles de la Fm. Mayarí.

Caracteres distintivos.

La roca más característica de Los Cedros son los mármoles grises azulosos (Figura 119) y es importante su diferenciación comparativa. Son de grano fino a medio; con apreciables laminillas de moscovita. Por lo común bien foliados y finamente laminados, con delgadas bandas enriquecidas de cuarzo. En menor grado algunos mármoles son gris oscuro, casi negros, grafiticos con escaso material terrígeno y algo fétidos a la percusión. Las secciones de Los Cedros con mármoles gris oscuro a negro grafiticos algo fétidos, se comparan con las Fms. Mayarí o Collantes, del Grupo San Juan. Los de Mayarí son muy grafiticos y casi siempre fétidos. También pueden ser dolomíticos. Aunque la estratificación es buena las capas suelen ser gruesas con formas cársticas bien desarrolladas. Contiene brechas intraformacionales no presentes en Los Cedros. Las metasilicitas presentes suelen ser nodulares.

20 Descripción original de Millán y Álvarez-Sánchez de 1984.

21 Descripción original de Millán de 1984.

Mayarí se ha observado en relación con la Fm. Saúco y en posible descanso normal sobre metaterígenos de la Fm. La Chispa; caso nunca observado en Los Cedros.



Figura. 119. Mármoles de la Formación Los Cedros en los afloramientos del Holoestratotipo (Foto cortesía de L. Bernal. IGP. La Habana).

Los mármoles Collantes, estratificados y fétidos, en contacto, también pueden confundirse con los mármoles de Los Cedros. Pero Collantes no contiene capas ni nódulos de metasilicitas ni otras clases de intercalaciones. En los mármoles de Los Cedros se intercalan metasilicitas sacaroidales, moscovíticas en ocasiones granatíferas bandeadas, en secciones métricas o en capas delgadas de algunos decímetros a metros. En el corte pueden ocurrir esquistos moscovíticos calcáreos con albita y cuarzo, de posible origen psamítico y verdaderas metapsamitas (metagrauvacas), faltantes en muchos cortes de la unidad, pero características por su composición. Igual ocurre con las intercalaciones de esquistos verdes metavulcanógenos básicos; intercalaciones ambas en general no conocidas en Collantes. La Fm. Vega del Café (Grupo San Juan) contiene mármoles azulados de grano fino, estratificados; con ocasional mica muy fina, con bandas enriquecidas en cuarzo y algo cataclásticos. Metasilicitas en capas bien definidas y gruesas, micáceas ocurren en el tope con aspecto bandeado, micáceas, foliadas, gris claro hasta verdosas. Pero en Vega del Café abundan patinas ocrosas de sustancias metálicas oxidadas, dispuestas más o menos concordantes con la estratificación. Incluso en concentraciones más densas de los óxidos, los mármoles se colorean de tonos rosáceos hasta destacarse como un horizonte, observable durante algunos centenares de metros. En estos casos suelen encontrarse concreciones de estructura concéntrica, de núcleo metálico, por completo excepcionales en los mármoles del Escambray. Tales rasgos permiten diferenciar a Los Cedros eficientemente de Vega del Café.

La Fm. Los Cedros es similar a la Fm. La Sabina en lo concerniente a las metasilicitas y esquistos metasilico-arcillosos, pero se diferencia de ella por su mayor contenido de intercalaciones calcáreas y la relativa rareza de los esquistos verdes apotufogénicos. También Los Cedros, por partes, tiene cierta semejanza con la Fm. Loma Quivicán, pero en este caso respecto a las capas calcáreas casi exclusivamente más características de Loma Quivicán, diferenciándose además por el elevado contenido de rocas silíceas recristalizadas en Los Cedros.

Edad.

Los restos encontrados por Stanik en 1980 (Stanik *et al.*, 1981) en un contacto de la Fm. Yaguanabo con la Formación San Juan contenían restos de radiolarios y Nannoconus s. l. De acuerdo a determinaciones de G. Furrázola-Bermúdez

(en Stanik, *ibid.*) este horizonte parecía indicar una edad Cretácico Inferior, más precisamente no más joven que el Albiano (reiterada por Furrázola-Bermúdez; com. pers. al autor Álvarez-Sánchez, 1985). Millán y Somin (1985a) y Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, *ined.*) opinan que la muestra se tomó en realidad del contacto de la parte superior de la Fm. Los Cedros con la Fm. Yaguanabo, razón para considerar esa edad como de la Fm. Los Cedros.

Relaciones estratigráficas.

El perfil comprendido entre las localidades HA: 384; 383, y 381 (Figura 83. Tomo. 2) contiene una secuencia en posición normal de la Fm. Vega del Café. En la parte superior de Vega del Café, se observa como una litología característica de esta Formación pasa por grados a mármoles laminados moscovíticos, con muchas capas de metasilicitas. Esta sección representa la base de Los Cedros. El contacto, a todas luces, es una transición. A continuación, Los Cedros se afirma y hacia el tope predominan las metasilicitas, operándose el cambio hacia la suprayacente Fm. La Sabina.

En La Cúpula de Sancti Spiritus la versión a escala 1:100,00 del Mapa Geológico del IGP, no representa a la Fm. Vega del Café. En la parte central de la cúpula las secuencia del Grupo La Sierrita solo están representadas por cortes donde la Fm. Los Cedros inicia el corte del Grupo, seguidas por secciones de las Formaciones Yaguanabo y La Sabina; sin una clara expresión gráfica en el mapa de las interrelaciones de estas unidades.

En la región norte de la Cúpula de Trinidad, Millán (1997) reporta secciones donde la Fm. Los Cedros descansa estratigráficamente sobre la Fm. Boquerones; unidad con suficientes argumentos para considerarla solo un miembro de la Fm. Cobrito (v. Álvarez-Sánchez y Bernal, 2008 y 2015b). Sobre Los Cedros yace La Sabina, cabalgada en el mismo borde de la cúpula por las Anfibolitas Yayabo (Figura 120). Cortes equivalentes se refieren por Millán (comunicación escrita; 2012) en el terraplén El Pedrero-Gavilanes de la Cúpula de Sancti Spiritus.

Tales secciones donde Los Cedros yace sobre Cobrito, es equivalente a la posición de la base del Grupo La Sierrita sobre la Fm. Collantes o sobre la Fm. Vega del Café (del Grupo San Juan). En otras unidades más internas y en la región de la vertiente meridional de la Cúpula de Trinidad; es una buena demostración de la pertenencia de la Fm. Cobrito al Grupo San Juan, tal como es sostenido por Álvarez-Sánchez y Bernal, 2015b. No obstante en el mapa del IGP arriba citado, prácticamente la totalidad de los contactos son tectónicos y la relación señalada no se refleja en ese instrumento.

En resumen; el techo de la Formación cambia de posición en cuatro clases de secciones. Una bajo la Fm. La Sabina. Otra bajo la Fm. Yaguanabo, por lo visto más frecuente hacia el sur de Cúpula de Trinidad. Otra bajo la Fm. Loma Quivicán, más frecuente hacia el norte; por ejemplo, en la región del Hoyo de Padilla, occidente de la Cúpula de Trinidad, donde la Fm. Los Cedros, yace bajo la Fm. Loma Quivicán (v. Figura 111). En la región de la frontera norte de la Cúpula de Trinidad, al parecer ocurre una cuarta variante, con la Fm. Los Cedros sobre la Fm. Cobrito (**Figura 120**), algo perfectamente posible ya que Cobrito representa casi el total del Grupo San Juan, sin que aún exista una solución para ese particular problema estratigráfico.

La Fm. Los Cedros en la variante de contacto con la Fm. Yaguanabo, contiene numerosas intercalaciones de esquistos verdes metatobáceos de potencia notable. Durante la definición de Yaguanabo estos paquetes fueron considerados su parte inferior (v. Stanik *et al.*, 1981). En el contacto con la Fm. La Sabina los paquetes volcánicos son mucho menos potentes o reducidos a intercapas subordinadas o, pueden faltar por completo.

La distancia que separa estas variantes de corte puede reducirse a pocos kilómetros. Tal hecho, con sus marcadas diferencias de contenido estratigráfico, sugiere precisamente la mayor o menor separación original de secciones de la Fm. Los Cedros que debió existir respecto de los centros volcánicos de Yaguanabo; ahora reducidas a distancias insignificantes por causa de su posición en unidades tectónicamente aproximadas; probables representantes de segmentos de la cuenca primitiva.

Sin embargo, en localidades separadas, a veces inusualmente por solo algunos cientos de metros, Los Cedros yace directamente bajo la Fm. La Sabina (Figura 103; C1); mientras en lugares próximos, Los Cedros descansa bajo Yaguanabo, esta cubierta por la Fm. El Tambor (Figura 103; C3) o Los Cedros aparece omitida en el corte, mientras La Sabina descansa sobre Yaguanabo (Figura 103; C4).

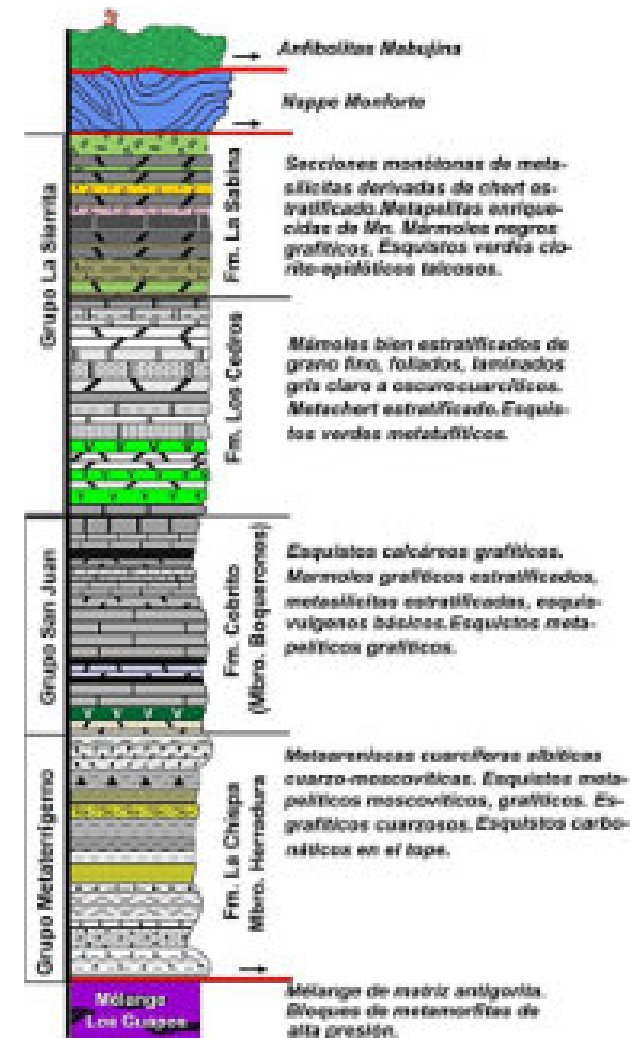


Figura. 120. Columna estratigráfica esquemática de la posición de la Formación Los Cedros sobre la Formación Cobrito en la región septentrional de las Cúpulas de Trinidad y Sancti Spiritus. Unidad 4 de Millán, 1990 (gráfico de Álvarez-Sánchez, 1991).

Es claro que una buena explicación para estos hechos observados puede ser que varias de estas sucesiones, algo caóticas, vista la escasa distancia de separación, representan columnas o paquetes de escamas tectónicas superpuestas, cizalladas de mantos tectónicos más ordenados; apiladas en vertical durante un plegamiento sinmetamórfico o póstumo. En ese caso deben existir numerosos contactos tectónicos entre tales columnas. En efecto; se pueden observar tales contactos cuando se marcan con finas superficies flameantes en el terreno, rellenas por una serpentinita milonítica. Cuando este marcador falta las superficies son difíciles de determinar a causa de un proceso de coalescencia metamórfica, entre superficies de rocas de composición muy similar. Este es un problema más de la geología del Escambray a resolver por los futuros investigadores, quienes no deben hacerse muchas ilusiones de algún grado de simplicidad tectónica que puedan encontrar en este macizo.

Inferencia sobre las condiciones de sedimentación del protolito.

En Los Cedros es característico el contenido elevado de protolitos calcáreos, silicíticos y pelíticos. Los esquistos verdes parecen derivados lutítico-tufogénicos. Tales rasgos principales sugieren el depósito sobre fondos pelágicos de cierta inicial lejanía de centros volcánicos; condiciones supuestas similares para la Fm. Loma Quivicán, pero con un influjo algo mayor de terrígenos finos para Los Cedros. Sin embargo, hacia el final de la sedimentación de la Formación, en algunos sectores de la cuenca parece destacarse un incremento del vulcanismo en el contacto de Los Cedros con la Fm. Yaguanabo. El manganeso es coherente con el ambiente indicado para la subyacente Fm. Vega del Café. La

relación de sucesión bastante regular entre Los Cedros y Vega del Café, así como la presencia común de metapedernales (ftanitas estratificadas) y los horizontes de impregnaciones metalíferas y concreciones metálicas, sugiere la influencia de exhalaciones hidrotermales enriquecidas en sílice y soluciones de metal, vinculadas a un centro volcánico distal o a una línea de expansión activa con efusión magmática.

En general la litología de Los Cedros es coherente con una progresiva profundización de la cuenca a partir de la Fm. Mayarí. Unas condiciones similares a la de las unidades de la parte superior de la Sierra del Rosario; concretamente la secuencia Norte de la Sierra del Rosario (Fm. Hilario; Pszczółkowski, 1975; Unidad Quiñones, Pszczółkowski, 1978).

Si la Fm. Los Cedros es uno de los testigos de las analogías en el desarrollo común Escambray-Guaniguanico; la sucesión calizas de mar profundo-chert de radiolarios-capas piroclásticas; hacia una sección de piroclastitas y lavas básicas con calizas y chert (Fm. Yaguanabo); es más que una analogía litológica. Esta analogía del patrón sedimentario se robustece al considerar a la Fm. La Sabina cuando yace sobre Los Cedros. La Sabina, con secciones prácticamente puras de chert; areniscas con graduación relíctica (propia de flysch distal), mármoles supeditados, capas de manganeso y lavas basálticas y diabasas, es compatible con la Fm. Quiñones (Truitt, 1956), compuesta por chert impregnado de manganeso, limolitas, lutitas, calizas, areniscas y basaltos porfíricos²².

A lo largo de las secciones de esta obra sobre la estratigrafía del Escambray, he señalado insistentemente la naturaleza geológica convergente entre Escambray y Cordillera de Guaniguanico y la composición dual del Escambray como un termino medio entre Sierra de Los Órganos y Sierra del Rosario.

10.1.3. Formación Yaguanabo.

Autores.

Josef Shaloupsky y Evsen Stanik.

Aclaración.

El Léxico Estratigráfico de Cuba (Franco Álvarez *et al.*, 1992; Furrázola-Bermúdez *et al.*, 1994 y Huelves Alonso *et al.*, 2013) señalan a Eugenio Stanik como autor de la Fm. Yaguanabo. No es completamente cierto. El autor principal de Yaguanabo es Josef Shaloupsky (1976, en Stanik *et al.*, 1981). No obstante, Stanik realizó trabajos complementarios, suficientes en nuestra opinión, para considerarlo coautor de la Formación.

Primera referencia.

Stanik, E. *et al.*, 1981, Informe del levantamiento geológico, geoquímico y trabajos geofísicos, realizados en la parte Sur de Cuba Central, en las Provincias Cienfuegos, Sancti Spiritus y Villa Clara. Centro Nacional del Fondo Geológico. La Habana. Cuba. 555 pags. (Inédito).

Historia.

Josef Shaloupsky (1976) propuso una división estratigráfica del macizo Escambray en tres formaciones y nombró a la sección superior, vulcanógeno-sedimentaria, como Fm. Yaguanabo. Durante un tiempo Yaguanabo se confundía con otro vulcanismo, asociado a los metaterrígenos de la base estratigráfica y el "vulcanismo Felicidad" (Somin y Millán, 1981) versus "vulcanismo Yaguanabo" causó confusiones reflejadas en los mapas geológicos respectivos²³. El equívoco se ventiló al aceptarse Yaguanabo como parte del corte estratigráfico del macizo. Se trata de una Formación cartografiable a escalas medias y detalladas, con una posición estratigráfica definida respecto a las restantes

²² Los sedimentos primarios de la Formación La Sabina parecen ser correlacionables con una formación de tipo silíceo-arcillosa depositada en diferentes regiones de Cuba, no metamorizadas, con desarrollo de tipo miogeosinclinal (incluyendo la zona de Guaniguanico) (Millán y Somin, 1985a).

²³ Mientras Millán y Somin (1981) fueron los primeros en separar las rocas de Felicidad como asociadas a los metaterrígenos de la base; una gran parte de la Formación Yaguanabo, fue representada como "esquistos Felicidad" en los primeros mapas de esa época. Al contrario, varios cuerpos de mayor potencia propios de los esquistos verdes Felicidad, fueron delimitados en el mapa de la Expedición Escambray I (Stanik *et al.*, 1981) como pertenecientes a la Formación Yaguanabo. (Nota de los Autores).

secuencias ígneas del Escambray. No obstante, Yaguanabo es un problema estratigráfico en el Escambray no resuelto por completo. La potencia es desconocida. La posición tectónica y edad no están completamente aclaradas.

Origen del nombre. Área Tipo. Distribución geográfica.

Es epónimo de Valle de Yaguanabo. El Área Tipo de la Formación es el SW de la Cúpula de Trinidad. Otras localidades se encuentran en los valles de Hoyo de Padilla, El Junco y San Narciso, en la cúpula occidental, al W de Crucecitas. Numerosos afloramientos se encuentran en ventanas tectónicas en el valle de Río Chiquito y sur de Sierra de San José, donde Yaguanabo yace bajo el Nappe Monforte (o de sus klippes) o bajo mármoles del Grupo San Juan. En la Cúpula de Sancti Spiritus, aflora en su centro en relación con las Formaciones Los Cedros y La Sabina, según versión del Mapa Geológico 1:100,000. IGP.

Sinonimia.

No tiene sinónimos. Menciones de esquistos verdes apovulcanógenos se deben a Thiadens (1937); Hill (1959); Maximov *et al.* 1968; Bolotin *et al.* 1970; Tolkunov *et al.* 1974 y otros). Ninguna de tales referencias alude a un equivalente concreto de la actual Yaguanabo.

Localidad Tipo. Holoestratotipo.

Hay incoherencias en la definición del Holoestratotipo, como para recomendar una redefinición. La localidad tipo (Stanik *et al.* 1981; pags. 68-70), es un perfil de 472 m. Las coordenadas (pag. 68) (**Figura 121**) representan de 1,300-1,400m; más o menos el triple de 470. En el informe no se explica que pasó con el resto de la distancia. ¿Alguna coordenada es errónea o; el resto del perfil no se documentó? Las inconsistencias aumentan al considerar los avances posteriores. Las Formaciones Los Cedros, base de Yaguanabo y El Tambor, su techo; no se reconocían. Los Cedros se igualaba con la Fm. San Juan y el Tambor se adicionaba a Yaguanabo. Un perfil documentado por Millán (**Figura 122**), en esencia correcto en su contenido, es inservible como sustituto porque carece de coordenadas.

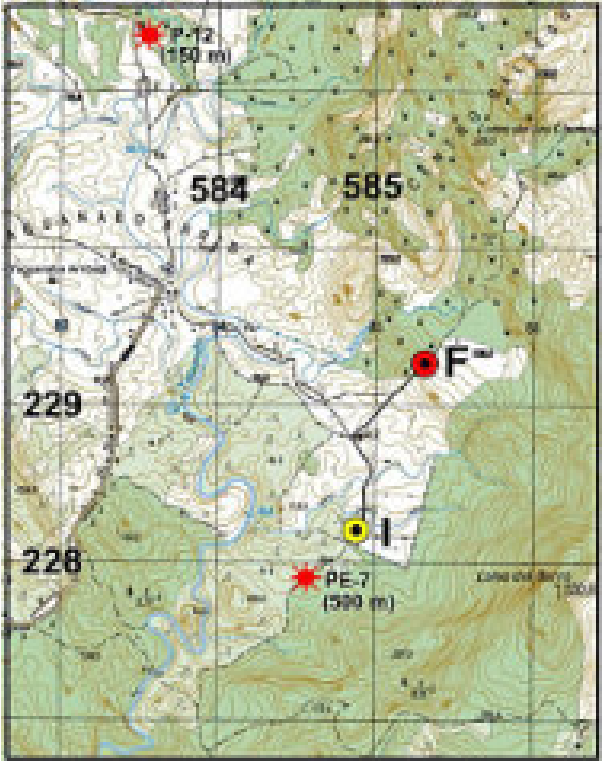


Figura.121. Localidad Tipo de la Formación Yaguanabo según Stanik *et al.* 1981. Las coordenadas Lambert del punto inicial son: N228.20-E584.950. Las del punto final: N 229 370-E 585 300. El perfil tiene una longitud documentada de 472 m. Pero la distancia sobre el mapa es alrededor de 1,400 m. Hoja Camilo Cienfuegos 4181 Ic. 1:25,000. (según gráfica de Álvarez-Sánchez, 1991).

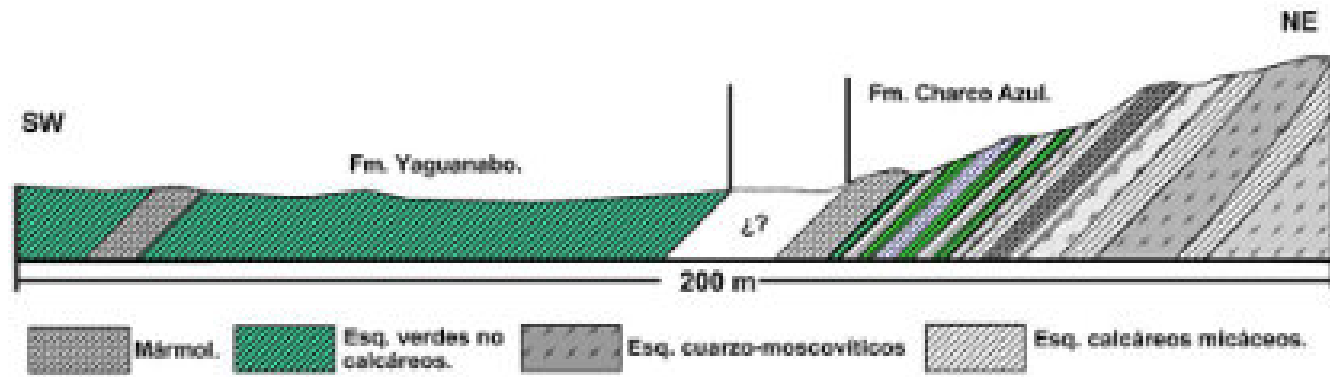


Figura.122. Perfil geológico por el SW del Valle de Yaguanabo realizado por Millán (en Millán y Somin (1985a; Figura 5). La escala es ilustrativa y no hay coordenadas (redibujado).

En la Figura 123 se representa el perfil con la longitud aproximadamente completa entre las coordenadas dadas en la Figura 121. Al admitir, a título de prueba, que las coordenadas iniciales (N228.020-E584.30) son correctas y las finales equivocadas, se acopla la documentación de los 472 m documentados y se puede apreciar el resultado.

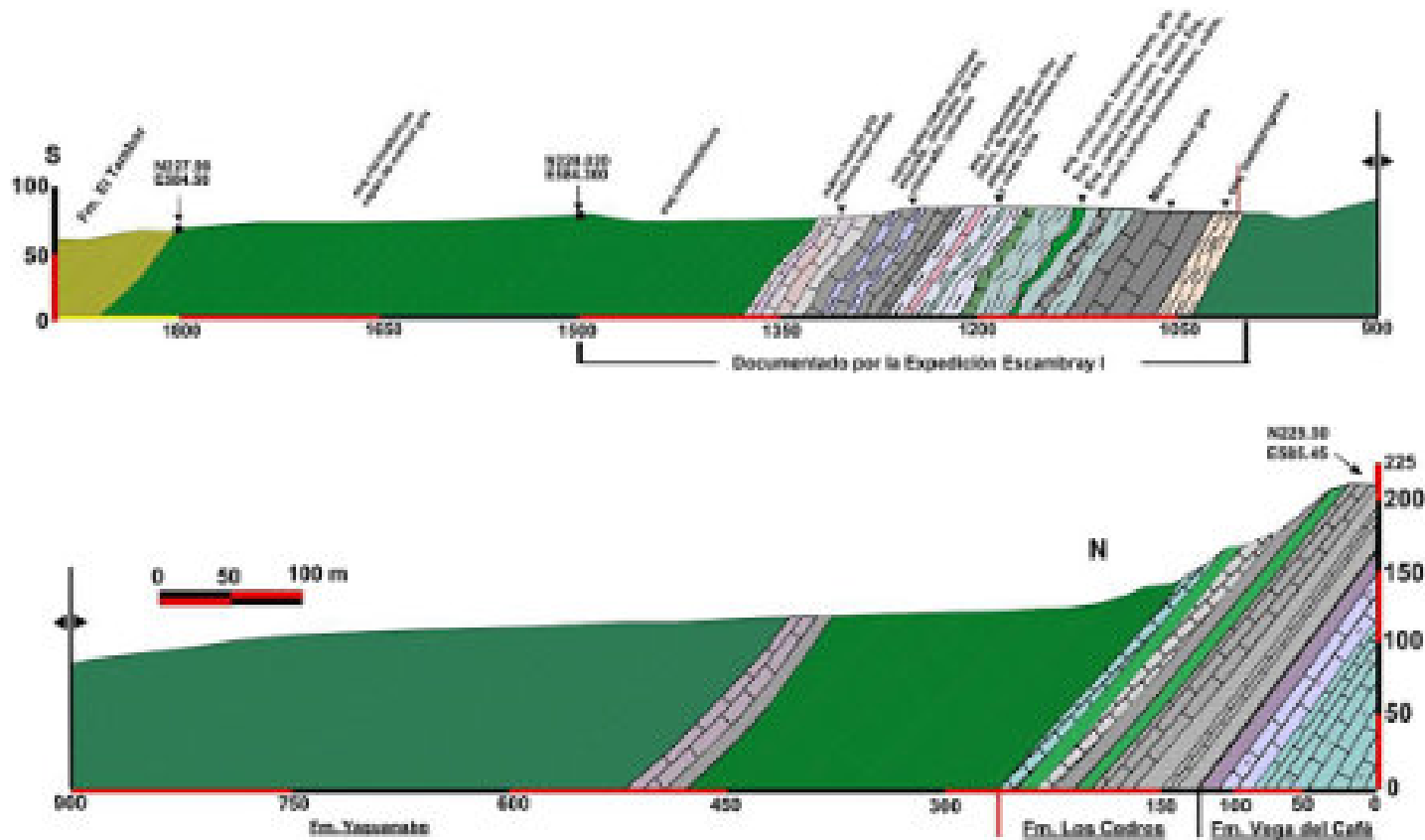


Figura. 123. Perfil geológico entre las coordenadas de los puntos Inicial y Final del Estratotipo de la Formación Yaguanabo. Incluido el segmento documentado de 472 m (según gráfica de Álvarez-Sánchez, 1991).

Composición petrográfica mineralógica en el Holoestratotipo.

La descripción original de la Fm. Yaguanabo figura en el Informe de la Expedición Escambray I (Stanik *et al.* 1981). La Formación es dividida en partes inferior y superior y cada una en paquete inferior y superior. Al mismo tiempo de ser la más detallada existente en la literatura disponible; es Stanik precisamente quien llama a esta cuestión "El problema

de la composición litológica". Se trata de la propia naturaleza compleja de las cosas, la ausencia de suficientes datos o como ellos son empleados. No hay solución actual a este hecho²⁴.

Vista la información existente, la división en dos partes parece basarse en las observaciones realizadas en superficie y en perforaciones, tanto en su localidad tipo como en áreas más extensas y parece aceptable como hecho geológico mientras no se disponga de mejor información. Otro asunto es el sentido práctico real para la cartografía de la Formación, en la actualidad y en el futuro.

El Léxico Estratigráfico de Cuba (Huelves Alonso *et al.* 2013) menciona una redefinición realizada por Millán y Somin en 1983, presentada en Millán y Somin, 1985a. No creemos que pueda considerarse una redefinición propiamente dicha²⁵. Se recibe la impresión de un Yaguanabo solo de rocas metavulcanógenas con algunas sedimentarias. La Fm. Yaguanabo, de suyo, es una mezcla de vulcanismo extrusivo y sedimentos. Los productos eruptivos y el sedimento se mezclan en variadas proporciones y las vulcanitas puras, a veces, son minoritarias o dispersas. Una proporción muy elevada consiste de esquistos calcosilicatados. Mármoles se encuentran y metasilicitas se subordinan pero no son raras.

En los pozos PE-7 y P-12 (Figura 121) del Valle de Yaguanabo, se intersecan cientos de metros, destacándose como los esquistos calcosilicatados pasan a mármoles y estos fluctúan en carbonato y material volcánico, hasta transitar a esquistos carbonatados laminados, con participación volcánica a prácticamente accesoria.

Un metamorfismo de bajo grado, pero de alta presión, transformó los protolitos, derivados de basaltos en su mayoría, en esquistos verdes y en calcoesquistos y a partir de los sedimentos produjo mármoles, metasilicitas y otras rocas derivadas. A causa de la recrystalización moderada característica de la unidad, se reconocen muchas variedades de metavulcanitas y sus mezclas con sedimentos; gracias a la conservación de fábricas relictas, tales como estratificación primaria; granograduación con psamitas gruesas en la base de capas; texturas detríticas piroclásticas, desde aglomerados a tobas finas y tobetas además de vulcanitas eruptivas primarias como lavas de pórfido basáltico y en algunos casos de basalto de textura similar a la traquítica (Koverdynsky, 1979, en Stanik *ibid.*). También se reportan estructuras relictas concéntricas de metabasalto esponjoso de corteza áspera (Stanik *et al.* 1981), identificadas como bombas; probable evidencia de eventos eruptivos subaéreos o submarinos someros.

Parte Inferior.

En la sección inferior existe un notable incremento de carbonatos, tratándose de una zona de transito entre la Fm. Los Cedros y Yaguanabo (Figura 124); llamada por Stanik "zona de transición" de potencia 150-200 m. En ella predominan las intercalaciones de rocas carbonatadas con esquistos cloríticos carbonatados y sin carbonato. Las intercalaciones más características son los mármoles grises, verdosos a blanquecinos (Figura 125) o casi negros, grafiticos, calcíticos, más a menudo grises azulosos, como los mármoles de Los Cedros. Se presentan en intercalaciones a veces rítmicas y delgadas o en paquetes de mármoles de mayor potencia hasta varios metros, junto con esquistos cloríticos-albíticos, granáticos, moscovíticos.

Según las observaciones de Millán y Álvarez-Sánchez (1992, *ined.*) en esta parte una separación entre Los Cedros y Yaguanabo es convencional. Los mármoles blancos-grisáceos de grano fino, contienen cuarzo, moscovita, clorita ± granate y accesorios metálicos. El cuarzo forma bandas entre 10 hasta 30%; mientras en los mármoles el cuarzo es inferior al 10% y el granate disminuye (Stanik, *et al.* 1981). Los mármoles alternan con esquistos laminados grafiticos cuarzosos y cloríticos con albita, cuarzo, esfena, granate, moscovita ± actinolita ± biotita (Stanik, *ibid.*). Sobre la zona de contacto se establecen esquistos albíticos cloríticos de grano fino bien foliados con intercalaciones de cuarcitas y mármoles. Los esquistos contienen albita + cuarzo + carbonato + moscovita + clorita + actinolita ± biotita ± epidota ± granate y metálicos, con esfena leucoxénica. La biotita aparece sauzuritizada y cloritizada. La actinolita > albita y epidotas y cuarzo no más de 20%; o la epidota predomina y la clorita es menor de 10%.

La albita y el grupo de la epidota son poiquilíticos y encierran escamas de mica y granos de cuarzo. Mármoles cuarzo-moscovíticos cloríticos se presentan en forma de lentes con transiciones hacia los esquistos verdes carbonatados (Figura 126) en contacto frecuente con esquistos laminados grafiticos-carbonatados y silicitas (Stanik, *ibid.*).

²⁴ Stanik reconoce dificultades para identificarlas en el campo a causa de las transiciones entre ellas, o por sus reducidos espesores o por la falta de algunos paquetes en los sectores septentrionales de algunas localidades, por causa de la sedimentación o por tectónica posterior (Nota de los Autores).

²⁵ La redefinición de una Formación requiere el cumplimiento de varios requisitos que no se encuentran satisfechos, ni en Millán y Somin (¿1983?) ni en Millán y Somin (1985,a) (ver Código Estratigráfico Norteamericano, 2010, Artículo 3 y en adelante, y en especial el Artículo 17; Artículo 9). (Nota de los Autores).



Figura.124. Parte inferior de la Formación Yaguanabo en la localidad tipo. Esquistos cloritoalbiticos epidóticos carbonatados, laminados, con intercalaciones rítmicas de mármoles impuros blanquecinos (Foto de Jan Zoubek, 1979. Expedición Escambray I).



Figura.125. Mármoles de la Formación Yaguanabo intercalados como capas concordantes entre esquistos cloríticos meteorizados, carbonatados. Valle de Yaguanabo (Foto de L. Bernal. Inst. de Geología y Paleontología. 2013).



Figura.126. Esquistos cloríticos carbonatados masivos de la Formación Yaguanabo en el perfil típico. Valle de Yaguanabo (Foto original de Jan Zoubek. Expedición Escambray I).

La sección inferior continúa con esquistos cloríticos-carbonatados, esquistos anfibolíticos, cuarzo-moscovíticos, cloríticos y mármoles grises a blanco-gris.

Los esquistos con anfíbol exhiben bandeo y laminación por carbonato. Al aumentar el carbonato los esquistos anfibolíticos transitan a mármoles foliados vulcanomíticos. Hacia el final de este intervalo el carbonato suele disminuir y aumentar los esquistos anfibolíticos, desde granatíferos a clorítico-actinolíticos, con clinopiroxenos relícticos y glaucofana.

Parte superior.

En la litología esencial de la parte superior de la Fm. Yaguanabo predomina la composición volcánica, básica. En la sección superior, tope de la Formación, los esquistos cloríticos y clorito-albiticos presentan una anfibolitización intensa; esquistosidad menos desarrollada y una tonalidad gris verdosa a verde olivo en superficie. Los esquistos clorito-albiticos carbonatados siguen apreciándose como predominantes durante parte del corte. Los contenidos crecientes de carbonato suelen resolverse en esquistos carbonáticos bandeados hasta mármoles impuros con agregados volcánicos. Mas hacia arriba, con la reducción del carbonato, los esquistos carbonatados transitan hacia esquistos verdes anfibolíticos, desde granatíferos a cloritoactinolíticos, con relictos de clinopiroxenos y glaucofana en secciones más recrystalizadas. En el contacto con Fm. El Tambor, abundan las intercalaciones de las rocas verdes con unos mármoles azulados de capas finas que se intercalan rítmicamente con esquistos apotufogénicos. En ellos se aprecian los restos de una fina estratificación graduada; un rasgo típico de este nivel donde las metatobas y metaaglomerados de grano fino muestran una verdadera estratificación graduada rítmica, evidente en las capas de base con aspecto de una microbrecha. Stanik (*ibid.*) señala este nivel como de encuentro de las bombas volcánicas (Figura 127) y lavas de basalto.

Los metabasaltos son bastante masivos y en los núcleos de perforación con rocas frescas, son verde muy oscuro a casi negro con una pobre foliación metamórfica. Según Stanik *et al.* 1981; Millán y Somin 1985b; Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.* 1986 y Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, los basaltos de la Fm. Yaguanabo contienen elevados

contenidos de titanio (Tabla 3) y hierro²⁶. El titanio se incrementa entre los basaltos metatraquíticos (Álvarez-Sánchez *et al.*, 1991), rocas supuestas por Millán y Somin (1985a,b,) como derivados de toleítas oceánicas. Las asociaciones minerales básicas de los esquistos consisten de mezclas de anfíboles, clorita, albita y epidota. Stanik (*ibid.*) reporta composiciones de actinolita y horblenda de 30 y 60% y clorita de 10 y 60%. Las epidotas entre 10 y 40%, con predominio de clinozoisita. Otros minerales presentes son granate, zoisita, esfena leucoxenizada y metálicos.

Las metasilicitas (o metaperdernaes) parecen derivarse de rocas de tipo chert²⁷ estratificado. Se trata de rocas algo raras de ver en los afloramientos, tanto menos en los pozos por su fragilidad y tendencia a quedar pulverizadas por el taladro. De un modo similar a los metapedernales de Loma Quivicán y del Miembro Monforte de la Fm. El Tambor; las metasilicitas de Yaguanabo presentan una saturación llamativa de manganeso y hierro que podría considerarse vinculada con la elevada saturación de hierro y titanio de los basaltos de la Formación.



Figura.127. Metabasalto con estructura concéntrica interpretado como una bomba volcánica (Stanik, *et. al.*, 1981). Formación Yaguanabo (Foto original de Jan Zoubek. Expedición Escambray I). Nota: Única foto que se conserva.

26 El Ti sigue al Fe durante la cristalización magmática. La compatibilidad mostrada por el Ti durante las primeras etapas del fraccionamiento da como resultado un enriquecimiento en las rocas máficas (>1% TiO₂) y ultramáficas (>2% TiO₂) en relación con las litologías ígneas félsicas (ca. 0,2% TiO₂). Por lo tanto, los valores elevados de Ti son indicativos de rocas máficas y ultramáficas (weppi.gtk.fi › publ › foregsatlas › text › Ti_TiO₂).
27 Existe algún problema con la terminología de estas rocas. Ftanitas o cherts estratificados: Asociación con lavas básicas. lutitas oscuras y carbonatos pelágicos. Esta es una típica asociación ofiolítica que representa un fragmento de fondo oceánico. Las ftanitas de esta asociación se originan como productos de acumulación biogénica marina profunda y como resultado de transformación de vidrio volcánico. (Luis A. Spalletti).

Tabla 3. Contenidos de óxido de Titanio en la Formación Yaguanabo²⁸.

Roca	TiO ₂ %	Localidad	Profundidad m	Cúpula
Esquisto verde carbonatado	1.85	Pozo Estructural 7	5.70	Trinidad
Esquisto albitico-epidótico	2.19	II.	115.80	
Esquisto epidótico	1.30	II.	172.00	
Esquisto carbonatado	0.56	II.	188.00	
Esquisto clorítico carbonatado	1.13	II.	322.00	
Esquisto albitico-clorítico	1.68	Pozo 12.	144.50	
Anfibolita	1.73	Pozo Estructural 1.	71.50	S. Spiritus
Anfibolita	1.86	Pozo Estructural 4.	47.00	
Anfibolita	0.76	II.	127.00	
Anfibolita	1.99	II.	129.00	
Anfibolita	1.99	II.	144.60	
Anfibolita	1.41	II.	.157.50	
Metabasalto	2.71	Superficie. Hoja La Sierrita 1:50,000		Trinidad
Promedio	1.63			

Localmente hemos encontrado lechos de metachert con tal alta saturación metálica que llegan a recordar a las formaciones antiguas de tipo BIF. Quizás relacionado con este hecho Stanik (*ibid.*), reporta manifestaciones de magnetita y hematita (especularita) hacia la parte superior de la Formación. Millán (1985a) también reportó una capa de metasilicita bandeada con magnetita en concentraciones puras de grano grueso. Ambas observaciones se complementan; pero como se ve, quedan en curiosidades, porque ninguno de los reportes contiene coordenadas. Solo Stanik indica que tales esquistos con saturación metálica yacen en conjunto con esquistos verdes anfibolíticos granatíferos hasta esquistos verdes clorítico-actinolíticos en la parte superior de la Formación más próxima al contacto con la suprayacente Fm. El Tambor.

Composición de Yaguanabo en los pozos.

El pozo estructural PE-7 (Coordenadas N227.80-E584.50) (Figura 128) sobre la Fm. Yaguanabo a la profundidad de 500.30 m, es el más profundo perforado en el Escambray. Esta perforación de 1980, al parecer se destinó a la aclaración de problemas tales como la potencia y la composición del corte. Por lo evidente, no contribuyó mucho a la información obtenida en la superficie. Quedó colgado dentro de la Formación, circunstancia compartida por todos los pozos perforados en Yaguanabo²⁹. No obstante, algunos intervalos; como podría esperarse de rocas frescas, no observadas en superficie, son interesantes: Esquistos talcosos gris claro a blanco compuestos por epidota + albita + anfíbol + talco + mica ± cuarzo, entre esquistos anfibolíticos albiticos, se interceptaron a partir de 107 m con una potencia de 3.5 m. De nuevo a la profundidad de 139 m esquistos de talco ± anfíbol-epidota, con incremento de los anfíboles y de clorita hacia abajo, tienen una potencia de 18 m. Estas rocas con talco dejan sospechar una composición más cercana a la ultrabásica, como Stanik (*ibid.*) ha sugerido en el Informe Escambray I para Yaguanabo. Esquistos de este tipo y cercanos por su composición son característicos de la Fm. La Sabina; unidad con relaciones laterales con Yaguanabo. En La Sabina se asocian a serpentinitas y metabasitas derivadas de gabros, diabasas y basaltos de características ofiolíticas; en relación gradual con las serpentinitas, pertenecientes al Litodema Los Torres. Una sección interesante del pozo PE-7 comienza a ± 188 m; aproximadamente hasta los 211 m (23 m)³⁰, con esquistos carbonatados laminados con escaso material volcánico y láminas finas de metapelita con laminillas de fuchcita. A 229 m un intervalo similar contiene ±4 m de esquistos con fuchcita.

28 Laboratorio de Análisis Químico. Instituto Central de Geología de Praha. Expedición Escambray I.
29 Como Stanik señala "los pozos ubicados en la Fm. Yaguanabo, no llegaron a los mármoles de la Fm. San Juan, ni a otra formación, aunque alcanzaron las profundidades siguientes: P-12 a 151.15 m y PE-7 a 500.30 m".
30 Sin reporte de fuchcita en 2.6 m.

Los esquistos con fuchcita se describen en una variedad de condiciones litológicas y grado metamórfico, relacionadas con procesos postmagmáticos en rocas ultrabásicas y ofiolíticas (Martyn and Johnson, 1986; Grosch *et al.* 2012). En varias de las condiciones descritas en la literatura, la fuchcita se relaciona consistentemente con esquistos cloríticos cuarzosos carbonáticos y listwanitas (Azer, 2013; Karkalis, 2018). La presencia de fuchcita en secciones con rocas talcosas, sugiere procesos de alteración metasomática, probablemente durante el metamorfismo retrógrado de Yaguanabo. Alteraciones metasomáticas se aprecian en el corte fresco del pozo en forma de venas cuarzo carbonáticas. Tales procesos acercaron estos esquistos talcosos a las rocas parecidas a prasinitas, de su equivalente estratigráfico lateral de la Fm. La Sabina, donde las serpentinitas alteradas son allí típicas de la transformación metasomática cuarzo-carbonato de las serpentinitas y metagabros ofiolíticos.

Otras ocurrencias interesantes en el Pozo PE-7 son: Una veta pegmatítica con cristales de anfíbol de hasta 2 cm en esquistos anfibolíticos a la profundidad de 298.25 y una vena feldespática de 0.9 m (de 360.10 a 361.00). En varios intervalos se cortaron esquistos con secciones de espejos de fricción al parecer con serpentinitas. De 300.25 a 300.65 (40 cm) una anfibolita bandeada gris oscuro con bandas casi negras presenta planos de exfoliación con restos al parecer de serpentinita con cristales de magnetita milimétricos.

De 300.65 a 302.55 (1.9 m) se cortó un esquisto gris claro verduzco que parecer ser serpentinita y de 302.55 a 303.70 (1.15 m) de nuevo esquistos anfibolíticos albiticos triturados que parecen contener serpentinita en los planos de exfoliación. Entre 340.50 a 346.80 (6.3 m) de nuevo se cortaron esquistos cloríticos carbonatados cuyos espejos de fricción parecen contener serpentinita. Tales superficies con serpentinita evidencian complicaciones estructurales que pudieron duplicar los cortes por fallas no evidentes en el terreno, como ocurre en muchos casos observados en superficie. Desgraciadamente la insuficiente descripción y baja calidad de resolución en los intervalos con serpentinita no permite llegar a conclusiones sobre su significado en el pozo. Zonas de cizalla rellenas de serpentinita milonítica se describen en el Escambray durante decenios (Hill, 1957; MacDonald, 1977; Stanik *et al.*, 1981; Álvarez-Sánchez y Zamashicov, 1981; Dublan y Álvarez-Sánchez, 1986; Millán y Álvarez-Sánchez, 1992 y otros).

Las serpentinitas del Escambray integran un problema especial de la geología de este macizo, distante de una aclaración. Como existen, varios tipos diferentes de serpentinitas, incluso metabasitas serpentinizadas (v. Hill, 1957); en una cantidad muy numerosa de localidades, se cuenta con una buena documentación de numerosos casos donde serpentinita apoperidotítica se encuentra inyectada a presión dentro de una misma formación, enmascarando desplazamientos de dimensiones muy difíciles de medir³¹.

Metamorfismo de la Formación Yaguanabo.

Millán y Somin (1985a) señalan la ausencia de minerales de alta presión en esta Formación, en el Valle de Yaguanabo. Sin embargo, desde 1981 (en Stanik *et al.* 1981) se encuentra disponible la información de la presencia de **glaucofana** en los anfíboles de la Fm. Yaguanabo. El carácter de alta presión del metamorfismo de Yaguanabo, desde entonces, no es novedad alguna en los hechos de la geología del Escambray. Stanik *et al.*, 1981; reportan glaucofana en las partes inferior y superior de Yaguanabo en esquistos verdes anfibolíticos con albita y granate y esquistos con biotita, como norma alterada. Glaucofana se reporta en la parte inferior próxima al contacto con la Fm. Los Cedros (mármoles de la Fm. San Juan, para Stanik *et al.*, 1981) en esquistos de composición variada clorita + actinolita + albita + granate ± mica blanca ± qz. ± biotita. Otro reporte de glaucofana corresponde a la llamada por Stanik "Parte Superior" (Paquete Inferior).

De acuerdo a estos datos, las rocas metavolcánicas de la Fm. Yaguanabo parecen situarse, en general, en la facies de los esquistos verdes de presión alta. La paragénesis más típica observada en superficie se expresa por minerales propios de esta facies como actinolita-clorita-epidota con esfena ± albita-clinozoisita, a veces con mica blanca, con los anfíboles glaucofanitizados. Sin embargo, existe cierta evidencia de un comportamiento irregular de la facies metamórfica hacia la profundidad. Stanik (*ibíd.* Epígrafe 2.2.1.5) señala en el pozo PE-7 (500 m) una disminución de la actinolita con la profundidad, en un mismo tipo de esquisto; hasta desaparecer a los 90 m. En ese mismo pozo; en

esquistos carbonatados laminados, a la profundidad de 281 m (281.75 a 282.15 m) se observaron zeolitas (!) en relleno de grietas. No obstante, esquistos con granate se cortan a profundidades próximas a los 300 m.

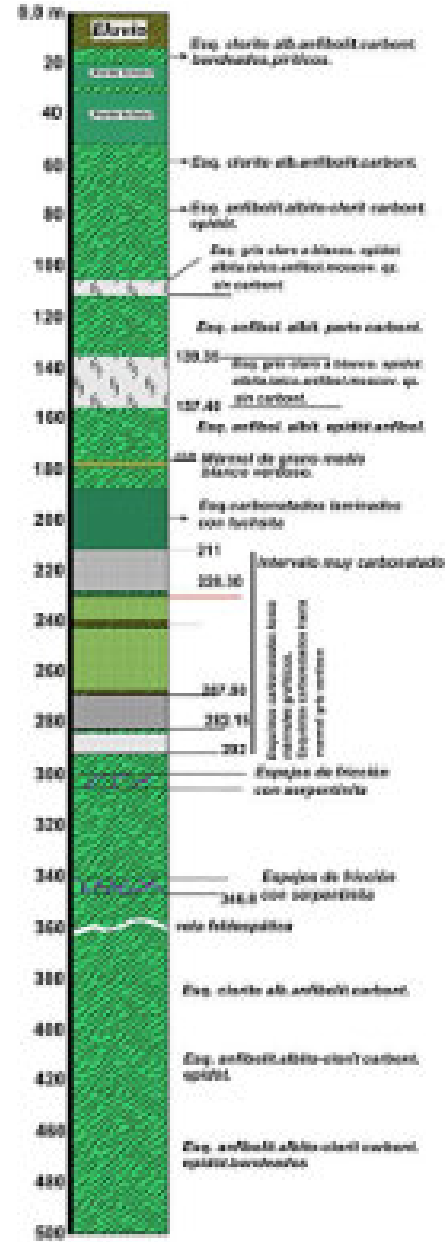


Figura.128. Esquema del Pozo Estructural PE-7. Valle de Yaguanabo.

Algo más extraño se observa en el intervalo 293.55 a 300.25 m (± 7 m) intervalo donde se describen "*esquistos anfibolíticos hasta anfibolita*" y, dentro del mismo (298.25 m) una veta de pegmatita con cristales de anfíbol de hasta 2 cm; intervalo, a vez, seguido de "*anfibolitas bandeadas*", al parecer amalgamadas con serpentinitas que rellena planos de exfoliación; hasta la profundidad de 303.70 m (± 10 m).

Tales observaciones son difíciles de interpretar. Las rocas a profundidad grande en el pozo PE-7, están afectadas por un metasomatismo alcalino con paragénesis de reemplazo y relleno de venas y venillas de carbonato. Además, hay una paragénesis de relleno de venillas, constituida por cuarzo; una posible indicación de una débil actividad epitermal de baja sulfuración, destacada por la pirita presente en casi todos los intervalos y, una parte de los minerales epidota, clorita cuarzo y calcita podrían relacionarse a la actividad de soluciones. En este contexto pudo crearse zeolita, correspondiente a un proceso retrógrado de metamorfismo de muy bajo grado, a una temperatura apenas superior a los 200°C y presión baja, alrededor de 1.5 a 2.5 kb.

³¹ Parmi les contacts les plus fréquents citons ceux avec les coulées, les pyroclastiques et les sédiments à éléments volcaniques du Crétacé supérieur. Dans ce cas, on note parfois des écailles de serpentinite schisteuse minces et allongées pénétrant dans la roche encaissante le long de plans de glissements. (Ducloz et Vuagnat, 1962).

La veta de pegmatita es una ocurrencia mineralógica interesante. Si las anfibolitas reportadas que la encajan son, realmente, "anfibolitas bandeadas", será necesario tener en cuenta las evidencias, principalmente derivadas del análisis de los campos físicos, gravimétrico y magnético, que muestran al Complejo Anfibolítico Mabujina, buzando hacia el norte bajo el borde tectónico sur de la Cúpula de Trinidad (v. e. Figura 131). En la profundidad, bajo este contacto tectónico de primera magnitud, pudieron producirse efectos de falla mediante los cuales rocas anfibolíticas de Mabujina, pudieron mezclarse como delgadas escamas, con la Fm. Yaguanabo, proceso quizá favorecido por la lubricación de serpentinitas.

Los núcleos del pozo PE-7 que debió conservarse a toda costa aún reducido; fue desechado. Un error verdaderamente incomprensible. Lamentable realidad que hace imposible cualquiera indagación.

Localidad de Referencia.

Interesantes afloramiento de rocas atribuibles a Yaguanabo se encuentran en la región de los valles de Hoyo de Padilla, El Junco y San Narciso, al oeste del poblado de Crucecitas. Una sección expuesta en la cuesta norte del Hoyo de Padilla en dirección NNW hacia Loma Méndez, a partir del terraplén Hoyo de Padilla-Las Moscas; debuta con mármoles micáceos cuarzosos, azulosos y metachert de la Fm. Los Cedros (Figura 129). Los mármoles bien estratificados en capas finas y medias, se separan en paquetes métricos, entre los que yacen capas de esquistos verdes albíticos con actinolita + clorita-epidota $\pm$ clinozoisita $\pm$ lawsonita (Souček y Álvarez, en Escambray II, 1986). Las capas de mármoles de Los Cedros, hacia arriba, ceden ante mármoles bien estratificados, suavemente coloreados de tonos rosáceos, azulosos, violáceos; de grano fino, muy bien estratificados que pueden referirse a la Fm. Loma Quivacán. En ambos cortes calcáreos, con una potencia sobre 60-80 m, se destaca un plegamiento isoclinal con las charnelas de pequeños pliegues métricos inclinadas hacia el N y NNE.

La Fm. Loma Quivacán se cubre por un corte de metatobas básicas, esquistos verdes calcosilicatos albíticos, cloríticos; de masivos a discretamente estratificados y hasta laminados, con escaso carbonato o ninguno.

En la sección media del corte aflora un cuerpo de 15 a 20 m de potencia de un roca compacta, de fábrica porfídica a ofítica relicta; verde oscuro, internamente agrietada con un sistema poligonal de fracturas entrecruzadas. Hacia arriba se reestablece la sección de esquistos cloríticos-epidóticos con anfíbol azulado y porfidoblastos de lawsonita, aunque más oscuros y masivos, con algunas capas o lentes de un mármol negro muy gráfico con granate (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, *inéd.*).

Hacia el norte; el perfil de la Figura 129 yace bajo una escama tectónica de mármoles San Juan muy cizallada y, más al norte, por un manto de tipo Monforte (Formaciones Cobrito y Loma La Gloria) (Figura 111).

El cuerpo de metabasitas hubo de notarse durante la cartografía de la segunda expedición (Dublan y Álvarez-Sánchez; 1986; Anexo 9). En aquel entonces se interpretó como un metagabro concordante, de fábrica heterogranoblástica con relictos de clinopiroxeno y anfíbol, lawsonita, clinozoisita, clorita, albita y granate (Souček y Álvarez-Sánchez, *ibid.*).

Si este perfil de metavulcanitas puede asociarse en definitiva con la Fm. Yaguanabo; aquí tendría una posición estructural análoga a la del Valle de Yaguanabo. Es decir, un afloramiento en una ventana tectónica, como parece ser la regla estructural de afloramiento en esta formación ya que no se observa en las unidades topográficamente culminantes en el corte de erosión actual; al menos para la Cúpula de Trinidad.

Relaciones estratigráficas de la Formación Yaguanabo.

En el camino de Santa Rosalía hacia Narciso la Fm. Yaguanabo yace sobre la Fm. Los Cedros (Figuras 122, 123). En esa localidad los mármoles grises, azulosos, micáceos y foliados con intercalaciones de metasilicitas, esquistos calcáreos y apotufíticos cloríticos de Los Cedros; dan lugar a esquistos verdes, a lo largo de una zona estrecha, donde el incremento de esquistos verdes hacia el tope de Los Cedros parece marcar un contacto de transición verdadero.

En la prolongación del perfil hacia el sur Yaguanabo descansa bajo la Fm. El Tambor. A juzgar por las relaciones observadas en otras localidades, el contacto debió ser estratigráfico normal e incluso de transición durante la etapa previa de las deformaciones. Sin embargo, es frecuente encontrar serpentinitas en los contactos Yaguanabo-El

Tambor, incluso a veces se encuentran afloramientos donde los contactos de Yaguanabo con Los Cedros también contienen serpentinitas intensamente cizalladas. Estos casos se repiten en la mitad occidental de la Cúpula de Trinidad y son corrientemente interpretados como contactos tectónicos. Sin embargo, serpentinitas en los contactos entre unidades tectónicas pequeñas, incluso entre formaciones dentro de una misma unidad tectónica, es una característica fundamental de todas las unidades de manto del Escambray; no solo de las relaciones de contacto Yaguanabo-El Tambor, o Yaguanabo-La Sabina y no necesariamente significan una ruptura en la sucesión estratigráfica.

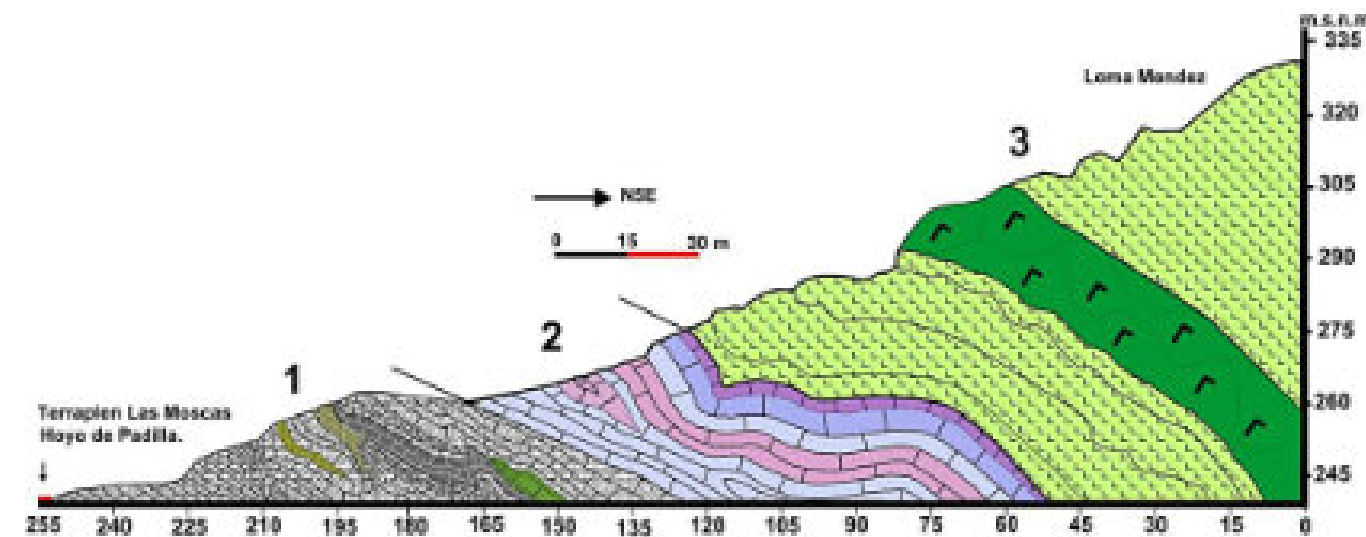


Figura.129. Corte en dirección hacia Loma Méndez desde el Hoyo de Padilla. Centro-occidente de la Cúpula de Trinidad. 1-Formación Los Cedros: Mármoles grisáceos micáceos. 2-Formación Loma Quivacán: Mármoles foliados coloreados, metasilicitas, esquistos metatufíticos. 3-Formación Yaguanabo: Metatobas, metabasaltos, mármoles impuros (sobre un perfil de campo de Álvarez-Sánchez, 1991).

Por otra parte, se sabe que láminas de serpentinitas flotan en la secuencia de la Fm. La Sabina y en sus límites con la Fm. El Tambor y entre la Fm. Yaguanabo y La Sabina. Por esta razón es presumible que la posición de El Tambor, presente la posición correcta sobre Yaguanabo, como se observa en otras localidades. A causa de la plasticidad de las serpentinitas y el hecho de observarse inyectada entre escamas-nappe y hasta dentro de una misma formación, en finas hiladas métricas y hasta decimétricas y que tal condición se observa prácticamente donde quiera; ya no es un criterio seguro de identificación de grandes fronteras tectónicas entre unidades de nappe.

La posición estratigráfica de Yaguanabo en su localidad tipo, lleva a pensar un comienzo y final del vulcanismo en un rango preciso de tiempo y espacio en la cuenca original: Inicio al final de la sedimentación Los Cedros y final en la base de El Tambor; unidad esta última con las evidencias de la erosión de Yaguanabo (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, *inéd.*).

Sin embargo hay cambios en la posición de Yaguanabo y substracción de sus rocas en arreglos estratigráficos diferentes. Un ejemplo son los reemplazos de Yaguanabo por La Sabina en la región SW y SNW de la Cúpula de Trinidad; aunque sin ser ello improbable en términos de sucesión estratigráfica. Un caso puede verse en el mismo Valle de Yaguanabo y sus alrededores más próximos.

En la vertiente oeste del valle, un corte contiene una sucesión Los Cedros-La Sabina-El Tambor (Figura 130) en contacto tectónico al este con Yaguanabo, relleno también con serpentinitas. El Tambor en ese perfil, a su vez, cubre a La Sabina, pero nuevamente en el contacto, se coloca un cuerpo de serpentinitas. Este contacto, que sin duda es tectónico, tampoco necesariamente significa una ruptura en la sucesión estratigráfica a causa de la participación común de cuerpos de serpentinitas en La Sabina (Litodema Los Torres).

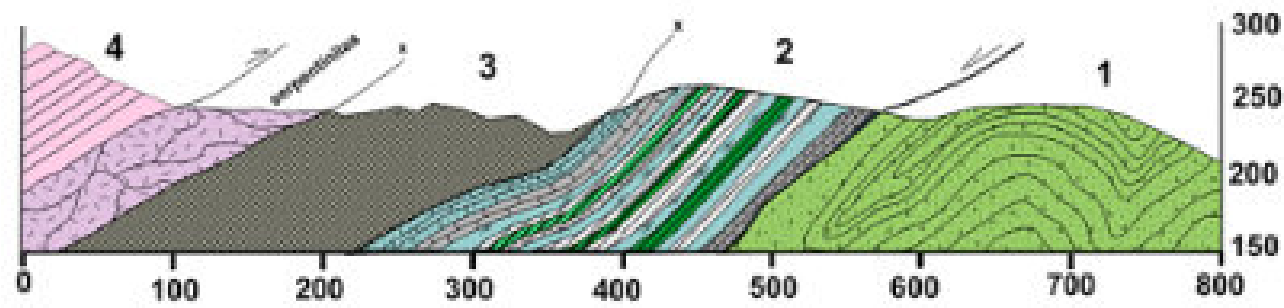


Figura.130. Sucesión de Formaciones del Grupo La Sierrita. 1-Fm. Yaguanabo. 2-Fm. Los Cedros. 3-Fm. La Sabina. 4-Fm. El Tambor. El corte se apoya al este en contacto tectónico sobre el cuerpo principal de la Formación Yaguanabo, cuya base es la Formación Los Cedros al este y su tope la Formación El Tambor al sur (sobre el mapa geológico 1:25,000 de Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, *ined.*)

De probarse un tránsito gradual Yaguanabo-La Sabina; este caso podría tratarse como conservación de facies de una misma formación y de la misma edad. En efecto, secciones de Yaguanabo contienen notables incrementos de paquetes de metasilitas, derivadas en gran parte de chert, conocidos por su asociación con vulcanitas y formación favorecida por su degradación y la actividad biogénica asociada. La Sabina, a su vez, incluye frecuentes intercalaciones de esquistos verdes metatufíticos y otras metabasitas y sus rocas constituyentes son, en esencia, metasilitas derivadas de chert estratificados. El supuesto no deja de ser una inferencia; porque tránsito paso a paso, entre estas formaciones es más una interpretación que un hecho de campo³².

De ser un cambio de facies conservado; el contacto entre ambos tipos de cortes, no representa necesariamente una traslación tectónica radical. Puede explicarse incluso por irregularidades de fondos con grandes rupturas batimétricas.

Otra posibilidad es, si La Sabina, aún de la misma edad de Yaguanabo, no se depositó en el mismo espacio de la cuenca de Yaguanabo y sus capas volcánicas son productos distales re-sedimentados. La contigüidad se explicaría por la aproximación tectónica de tramos de la cuenca; apilados como escamas-nappe. Deformaciones posiblemente anteriores al metamorfismo, complicadas por otras posteriores durante el metamorfismo.

Hacia el extremo NE del Valle de Yaguanabo se observa una sucesión poco frecuente, donde la Fm. Yaguanabo parece descansar sobre la Fm. Vega del Café, con la interposición de un paquete cizallado y foliado de mármoles rosáceos que podrían referirse a la Fm. Loma Quivacán, mas bien que a la Formación Los Cedros. El corte nuevamente se corona con una secuencia delgada de metaflysch de la Formación El Tambor. La secuencia se corona por cabalgamiento por unidades de mármoles San Juan, sin restos del Nappe Monforte, probablemente dismantelado por erosión.

Por fin, cabe citar la variante de corte en la Localidad de Referencia de la Formación Yaguanabo, en contacto con la Formación Loma Quivacán, situada en el Hoyo de Padilla (Figura 129). ya descrita en anteriores párrafos. Hacia el oeste próximo al borde de la Cúpula de Trinidad; la Formación Loma Quivacán se omite del corte y queda sustituida por la Formación Los Cedros.

En general esta es la situación, aún no aclarada por completo de las relaciones estratigráficas de la Fm. Yaguanabo con varias formaciones del Grupo La Sierrita; en su significado tectónico o paleogeográfico.

Identidad de la Formación. Caracteres distintivos.

La Fm. Yaguanabo puede confundirse con otras metavulcanitas. Entre ellas los Esquistos Verdes Felicidad (Millán y Somin, 1981 y las metabasitas de la Fm. Cobrito. Los Esquistos Verdes Felicidad s.s., se asocian a la Fm. La Chispa (v. Tomo 1) y también situarse en la base del Grupo San Juan.

³² Opinión independiente del Autor Álvarez-Sánchez.

En mal afloramiento deben tomarse precauciones ya que existe algún parecido entre formaciones. Felicidad contiene mármoles negros fétidos típicos del Grupo San Juan y en su contacto con La Chispa se destacan mezclas de material volcánico con metareniscas cuarzosas y metapelitas sericiticas.

Felicidad yace en forma de lentes estratigráficos dentro de las sucesiones metaterrígenas, algo que no ocurre nunca con Yaguanabo, ni siquiera por causas de tectónica de yuxtaposición. Las vulcanitas (metapiroclásticas) y metabasitas (metaintrusivos) de la Fm. Cobrito, por lo común, yacen emparedadas dentro de cortes de los característicos esquistos calcáreos grafiticos y mármoles impuros de la Formación. No es imposible que se puedan confundir con Yaguanabo, pero muy difícil en el caso de un conocedor familiarizado. En caso de cuerpos de esquistos verdes de pocos decímetros o escasos metros, es ocioso cualquier esfuerzo de distinción, ya que de tales dimensiones aparecen casi en cualquiera formación del Escambray.

Edad.

Stanik (Stanik, *et. al.* 1981) reportó restos de microfósiles en capas finas de mármoles alternadas con esquistos verdes del tipo de la Fm. Yaguanabo, identificadas por G. Furrázola-Bermúdez como restos de nannoconidos y radiolarios mal preservados. Según Furrázola-Bermúdez (en Stanik, *et. al.* 1981) tales restos sugieren una edad desde el Tithoniano hasta el Cretácico Inferior (quizá Berriasiano-Hauteriviano). Como quiera que, estos restos se encontraran, en realidad, en la sección de contacto de Yaguanabo con Los Cedros; más probablemente, indican ese rango de edad para la parte alta de la segunda, coherente con otras suposiciones sobre la edad de una gran parte del Grupo Crucecitas. De tal manera, resulta presumible una edad Cretácico Inferior para Yaguanabo, al menos para su parte baja.

Espesor.

El espesor de la Fm. Yaguanabo es desconocido y las cifras son estimaciones basadas en los cortes superficiales. La mayoría apreciadas en el Valle de Yaguanabo (Stanik *et al.* 1981; Millán y Somin, 1985a; Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, *ined.*). Sin embargo, la totalidad de los pozos perforados en el Valle de Yaguanabo durante la campaña de cartografía geológica de Escambray I, (Stanik *et. al.* 1981), quedaron "colgados" dentro de la Formación. Los 500.30 m perforados en el pozo estructural PE-7 no mostraron a esa profundidad indicio alguno de cambio hacia otro complejo que pueda probarse sin dudas (Figura 131). Según R. Ching (en Stanik (*ibid.*) los datos de gravimetría y las continuaciones analíticas del campo parecen indicar **una potencia de 1000 a 1500 m** de su cuerpo principal. Al considerar el plegamiento polifásico métrico y decamétrico, Stanik supone entre 300 y 600 m.

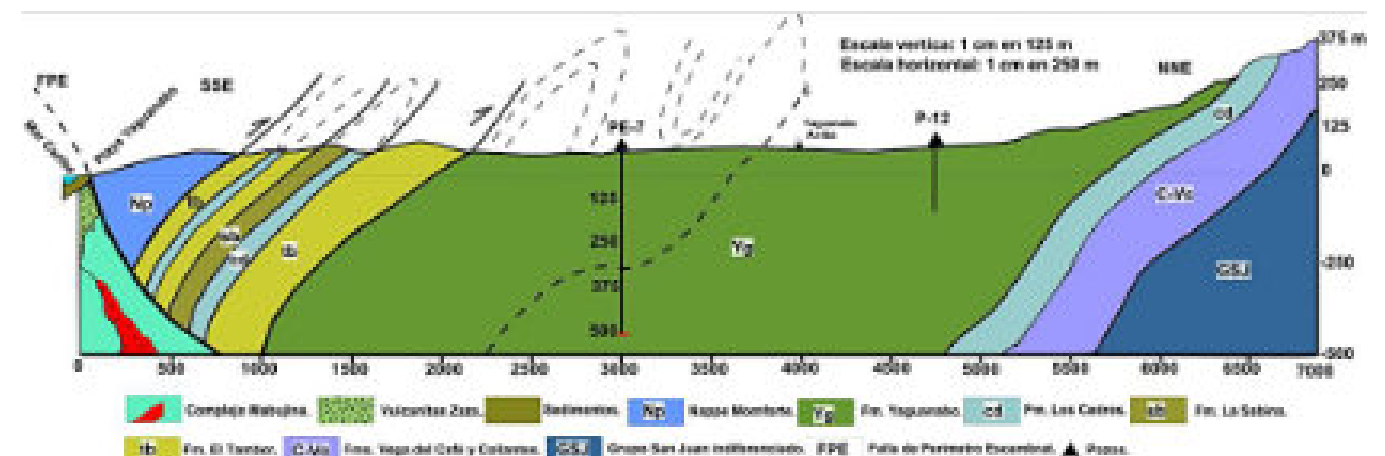


Figura.131. Perfil esquemático simplificado de las relaciones regionales de la Formación Yaguanabo con las unidades del corte estratigráfico interno y con las unidades tectónicas mayores al sur del perfil. En la suposición del aumento aparente de potencia por el ángulo del perfil y las deformaciones de escala, la Formación Yaguanabo aparenta alcanzar una potencia de 2.5 km. Reducida a la mitad por plegamiento, la potencia de la unidad es incoherente con las observaciones en el resto del macizo (Gráfico de H. Álvarez, 1991).

10.1.4. Formación La Sabina.

Autores.

Guillermo Millán y Mark L. Somin.

Primera referencia.

Millán, G. y Somin, M. L., 1985, Contribución al conocimiento geológico de las metamorfitas del Escambray y del Purial. Reporte de Investigación N° 2. IGP. Academia de Ciencias de Cuba. 74 Pág.

Precisiones sobre la fecha de la descripción.

Millán y Somin (1985a; pagina 26), escriben: "*La litología a la que asignamos este nombre fue descrita y separada como unidad litoestratigráfica independiente por Millán y Pszczółkowski (1982), aunque en aquel entonces no se formalizó (sic.)*". En realidad el trabajo citado refiere unas metasilicitas estratificadas, afloradas *en áreas interiores de la Cúpula de Trinidad*³³. En la localidad de La Sabina se describe a la Fm. Loma Quivicán y no a una Fm. La Sabina. En el artículo de formalización (Millán y Somin, 1985a, página 26), se cita un trabajo de 1983 que da a entender esa fecha como la definición de la Formación. Ese trabajo no aparece en la lista de referencias; ni en la lista del Léxico Estratigráfico de Cuba (Franco Álvarez *et al.* 1992) o de la segunda versión de dicho léxico (Furrazola-Bermúdez *et al.* 1994) ni en la tercera versión (De Huelves, editor, *et al.* 2013). Es en este último documento donde se da la fecha correcta de 1985.

Historia.

En su condición de ftanitas estratificadas metamorfizadas, las metasilicitas del Escambray se estudian desde muchos años (Stanik *et al.*, 1981; Millán y Somin, 1981; Somin y Millán, 1981; Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986, Millán y Álvarez-Sánchez, 1992; Somin *et al.*, 1992). Millán (1973, 1978) es el primer autor en interpretarlas como derivados del vulcanismo y en destacar su frecuencia en muchas unidades de la columna estratigráfica. En el Escambray la base metaterrígena y metavulcanógena contienen metasilicitas. En las Anfibolitas Yayabo, son los únicos metasedimentos posiblemente asociados con las anfibolitas. La faja de metasilicitas bandeadas con radiolarios del Miembro Yagruma (Koverdynski 1980; en Stanik *et al.*, 1981), prolongada 15 km al SW de la cúpula oriental. equiparable a la Fm. La Sabina, yace en contacto con el Grupo San Juan. En las formaciones del Grupo San Juan se encuentran cortes de metasilicitas. En la Fm. Cobrito alcanzan potencias mayores a 10 m. El Grupo La Sierrita contiene metasilicitas en todas las formaciones integrantes, donde se concentran para independizarse en la Fm. La Sabina. Su naturaleza no detrítica se reconoció gracias a su contenido de zircón ideomorfo (Millán y Somin, 1985a; Somin *et al.*, 1992). Sus rasgos de estratificación rítmica, restos de radiolarios y composición enriquecida en Cu, Zn, Mn y Ni, indican origen marino en un depocentro coexistente con vulcanismo y actividad exhalativa. En 1981 Álvarez-Sánchez y Zamashikov (*ined.*) estudiaron esta unidad de metachert, siliciclásticos y esquistos verdes, situados bajo la Fm. Loma Quivicán, en una sucesión tectónica invertida en un nivel estructural equivalente al de Yaguanabo. En estrecho contacto con las metasilicitas (más tarde la Fm. La Sabina) se encontraba un cuerpo de serpentinitas y rocas básicas, estrechamente asociado a La Sabina.

³³ En las áreas interiores de la Cúpula de Trinidad, se destaca una sucesión bien definida de rocas estratificadas en capas delgadas, compuesta principalmente por metasilicitas y metaargilitas, con intercalaciones subordinadas de metaareniscas, metaaleurolitas y raras capas de mármol de color gris oscuro. Algunos estratos de metaaleurolitas parecen contener material volcánico. Las metasilicitas a menudo son bandeadas y en secciones y en secciones delgadas aparecen compuestas casi exclusivamente de cuarzo, con gránuklos de clinozoisitas y agujillas de actinolita subordinados. El espesor visible de esta sucesión de metasilicitas y metaargilitas puede sobrepasar 100 m y su contacto con calizas cristalinas que corresponden por su tipo a la Formación Loma Quivicán, es normal. Consideramos que la misma debe tratarse de la sección más joven de la columna estratigráfica de los afloramientos del macizo metamórfico Escambray. (Millán y Pszczółkowski, 1982; página 23).

Origen del nombre.

La Sabina es el nombre de una localidad de límites imprecisos dedicada al cultivo del café, localizada al SSW del poblado de Crucecitas, en la Cúpula de Trinidad, en la Provincia de Cienfuegos.

Distribución geográfica.

Del Grupo La Sierrita, la Fm. La Sabina es la más extendida en el occidente del Escambray. A partir del extremo SW de la Cúpula de Trinidad sus afloramientos ocupan áreas en los valles de Yaguanabo-San José, prolongándose hacia La Sierrita, el Hoyo de Padilla-San Narciso y Crucecitas, para completar un arco con su convexidad apuntando hacia el oeste (**Figura 102**).

A partir de Las Coloradas y la Loma de Santa Lucia, en el límite sur de la Cúpula de Trinidad, comienza una extensa franja del Grupo La Sierrita en forma de un arco de rumbo NNW y vértice apuntando hacia el este: por más de 20 km y ceñido al centro de mármoles de la cúpula. En esta franja gran parte de los afloramientos pertenecen a la Formación. Los flancos de ambos cinturones concéntricos yacen bajo mantos tectónicos del Grupo San Juan y hacia el extremo oriental se inclinan bajo el Nappe Monforte.

La mayor distribución de la Fm. La Sabina hacia el occidente sugiere que la Cúpula de Trinidad contiene un eje central meridional. El bloque oriental, bascularía hacia el oriente, por cuya causa las regiones medias y occidentales exponen cortes más profundos y las unidades superiores de metamorfismo elevado se encuentran más desmanteladas por la erosión. Tampoco se excluye que los sistemas de fallas que cortan la Cúpula de Trinidad determinaron la diferenciación de bloques con tasas diferentes de elevación, posible causa de la distribución señalada. En la Cúpula de Sancti Spiritus los afloramientos de La Sabina son más escasos y equilibrados en extensión respecto de las Formaciones Los Cedros y Yaguanabo, predominando en alguna medida sobre las dos últimas.

Sinonimia.

Es posible que la Fm. La Sabina podría ser sinónimo de las cuarcitas metasilíticas Yagruma (de Koverdynski, 1980; en Stanik *et al.*, 1981). El Léxico Estratigráfico de Cuba (**v.** De Huelves *et al.*, 2013; pag. 224) insiste en una sinonimia con unidades históricas (Schist formation, de A. Thiadens, 1937 y Schists formation, de R. H. Palmer, 1945). A pesar de lo respetable de tales personalidades y su herencia científica, no existe equivalencia alguna que destacar aquí con esas antiguas unidades.

Área Tipo y Localidad Tipo.

Millán y Somin (1985a) en su descripción de la Fm. La Sabina no especifican área tipo ni localidad tipo; limitándose a mencionar una localidad al SSW de Crucecitas. El entorno de los afloramientos se señala sin mayor precisión "*hacia el sur hasta Loma Quivicán*" y hacia el NW y NE "*hacia Crucecitas y más allá*" por varios kilómetros. Tales aclaraciones no alcanzan más allá de ser unas referencias geográficas poco concisas e insuficientes para cumplir los requisitos del título.

Sección Tipo.

Millán y Somin (1985a) proponen como Sección Tipo un tramo del terraplén Crucecitas-San Blas, a 3.5 Kilómetros al SW de Crucecitas. La sección propuesta (**Figura 132**) en un extenso y sinuoso corte, expuesto a lo largo de dos puntos con coordenadas: N 243.50 y E 584.50 y N 241.25 y E 583.70. Hojas Cumanayagua y Topes de Collantes, 1:50 000. ICGC; del terraplén que une la localidad de Crucecitas y la carretera Topes-La Sierrita.

A lo largo de esta sección se exponen cortes repetitivos de rocas típicas de la Fm. La Sabina (y varios afloramientos de la suite metasomática Los Torres). La sección tipo seleccionada a lo largo de casi 3 km, contiene tramos por el mismo rumbo de los ejes de pliegues y por los paquetes litológicos. Su longitud es excesiva sin necesidad y su accesibilidad

es problemática³⁴. Quizá sea necesario cambiarla en el futuro. Mientras tanto en este trabajo propongo una sección de referencia suplementaria (Figura 133).



Figura.132. Localidad Tipo de la Formación La Sabina y sección del Holoestratotipo. De acuerdo a las coordenadas de Millán y Somin, 1985a. (Inicial: N243.50 y E584.50. Final: N241.25 y E583.70) Hojas Cumanayagua (4182-II) y Topes de Collantes (4181-I) 1:50,000. (gráfica de Álvarez-Sánchez, 1991).

Sección de referencia suplementaria.

La sección de referencia (**Figura 133**) contiene afloramientos de la Fm. La Sabina de calidad razonablemente buena. El acceso es desde la Ciudad de Santa Clara, por la carretera a Cumayagua y hacia el sur por la carretera a la Mina Carlota y Crucecitas por un terraplén en buenas condiciones y, a partir de Crucecitas: hacia el SSW por el camino viejo a San Blas, cuyo estado depende del clima. Durante la lluvia los afloramientos de talco pueden causar problemas. En el camino sobre un relieve moderadamente peniplanado que asciende hacia el sur, se observan afloramientos de metasilicitas. Hacia las dos vertientes del camino, varias vaguadas y pequeñas quebradas descubren tramos de rocas frescas. En la localidad se dispone de información de perforaciones que totalizan casi 300 m con recuperación integral y documentación de laboreos mineros.

Composición petrográfica mineralógica. Caracteres distintivos.

La litología que define a esta formación son las metasilicitas estratificadas. En las secciones con afloramientos frescos, se hace más claro su carácter derivado de silicitas por razón de varios de sus rasgos originales conservados. Antes del metamorfismo fueron ftanitas de la variedad chert (v. Boggs, 2006; Spalletti, 2006), compuestas de cuarzo

criptocristalino, minerales arcillosos y sustancias metálicas. Después del metamorfismo se transformaron en cuarcitas de grano fino, frecuentemente bandeadas. En muchas localidades contienen una notable participación de material volcánico, que les confiere gran variabilidad mineral a partir del metamorfismo de las impurezas tuffíticas, arcillosas y terrígenas; en términos de agujillas finas de actinolita; mucha clorita, tremolita, albita, clinozoisita, apatito, titanita, granate, sericita y accesorios metálicos; todos en proporción muy variable.

También ocurren variedades de metasilicitas que se distinguen en los afloramientos por su aspecto macroscópico, por la presencia o ausencia de alguno o de varios de los minerales mencionados. Entre los metálicos es bastante frecuente encontrar dendritas y hasta capas terrosas de hidróxidos de manganeso en intercalaciones de 15 a 20 cm de potencia que impregnan los estratos de metasilicitas y forman pátinas y eflorescencias pardo rojizas. Esta mineralización debe relacionarse con manantiales submarinos. Los contenidos elevados de manganeso, en asociación estrecha con las efusiones de material volcánico básico, se atribuyen normalmente a las exhalaciones de manantiales termales en el fondo marino (Canet y Prol-Ledezma, 2006). Depósitos submarinos de manganeso se conocen asociados con lavas y tobas basálticas a partir de exhalaciones fluidas que precipitan manganeso conjuntamente con sedimentos de chert (Adachi *et al.*, 1986; Yamamoto, 1987).

Ocasionalmente las metasilicitas están enriquecidas en granate hasta el 50% de la masa. El granate forma bandas gruesas entre otras de cuarzo (Souček y Álvarez-Sánchez; en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986), observándose cristales de zoisita, claramente posteriores al granate. Contienen grafito y muestran una seritización tardía y carbonatización superpuesta. Microscópicamente se destacan como esquistos de una fábrica finamente bandeada, manifestándose por bandas de cuarzo, cortadas por listones hidromicáceos que realza la esquistosidad de la roca. Entre el cuarzo de grano fino en agregados en mosaico se destacan aisladas y dispersas agujillas de actinolita orientada. Clinozoisita se encuentra dispersa en granos o agregados de grano fino. Las capas bien conservadas de entre 10 a 20 cm se observan en algunos lugares (**Figura 134**) pero son mucho más corriente estratos finos de 5 a 10 cm (**Figura 135**), incluso en finas láminas de 0.5 a 1.0 cm, interestratificadas con otros esquistos.

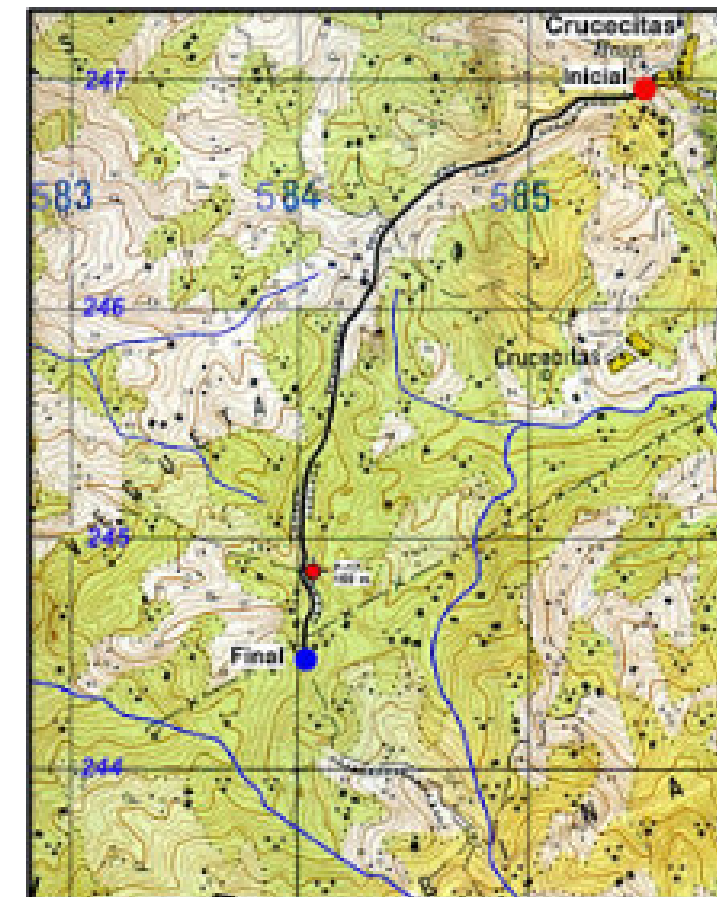


Figura.133. Sección tipo suplementaria de la Formación La Sabina, localizada desde la salida del poblado de Crucecitas en dirección a La Sabina. Coordenadas iniciales: N246.95-E585.50. Finales: N244.45-E584.05. Hojas Cumanayagua (4182-II) (gráfica de Álvarez-Sánchez, 1991).

³⁴ Artículo 22 (b y c). Código Estratigráfico Norteamericano 2010.

En localidades, la estratificación puede verse obliterada por el multiplegamiento a través de una intensa crenulación que destruye las capas paralelas a la foliación principal, donde pueden observarse estructuras de kink bands bien desarrolladas en las metapelitas y filitas.

No siempre las metasilicitas predominan en los cortes. Esquistos derivados de pelitas pueden ser mayoritarios, mientras las metasilicitas intervienen en capas subordinadas, en cuyo caso marcan la estratificación (**Figura 135**). Son rocas lustrosas por la sericita. Al microscopio presentan abundantes microclastos de plagioclasa alterada; diseminados y englobados en una masa esquistosa con mucha sericita, clorita, hidrobiotita pardo verdosa, cuarzo, actinolita, esfena y apatito, con turmalina, accesoria pero abundante. En ocasiones contienen finas capillas de calizas metamicricas de tipo Loma Quivicán. Con el aumento del espesor de las intercalaciones calcáreas, en ese caso forman esquistos calcíticos, muy incidentes en la transición con la Fm. Loma Quivicán.

En general estas litologías se derivan de paquetes y capas de lutitas silíceas con finas láminas de chert y capillas de piroclastitas de muy fina granulometría. Otras litologías importantes son los esquistos metaterrígenos cuarzo-micáceos derivados de areniscas hasta limolitas. Contienen zircón detrítico y frecuentes bandas de hidrobiotita. Las plagioclasas están completamente albitizadas. Además de clastos de albita contienen cuarzo, sericita, tremolita, grafito y clorita. Como accesorios; turmalina apatito y esfena.

Subordinados a las metasilicitas ocurren esquistos cloríticos laminados con delicadas bandas de metachert. Entre ellos, unos esquistos diferenciados por el contenido elevado de material volcánico disperso que los clasifica como metatufitas, propiamente dichas. Son enteramente semejantes por su composición a los intercalados entre las calizas cristalinas de Loma Quivicán. En La Sabina aparecen alternados en ritmos con las metasilicitas hasta formar paquetes aislados hasta 10 m de potencia.



Figura.134. Metasilicitas (metachert) muy bien estratificados en capas que alcanzan hasta 20 cm. Litotipo de la Formación La Sabina. Corte profundo de una vaguada. Al norte de Crucecitas en el terraplén hacia La Carlota. Cúpula de Trinidad. (Foto: Duchan Dostal; 1983).



Figura.135. Ritmos de capas blanquecinas de metasilicita (metachert) y esquistos metapelíticos micáceos, graffíticos intercalados. Roca típica de la Formación La Sabina. Al norte de Crucecitas en el terraplén hacia La Carlota. Cúpula de Trinidad. (Foto: Duchan Dostal; 1983 sobre una muestra de Álvarez-Sánchez de 1981).

Consisten de agregados de clorita y epidota en bandas, con finas láminas de carbonato primario y cierta cantidad de talco. Contienen esfena y mucho leucoxeno en sustituciones parciales. El origen de estas rocas tiene una clara relación con el vulcanismo (Tabla 4) y representan piroclastitas o sedimentos con mezcla piroclástica, sin excluir lavas basálticas fluidas intercaladas, concordantes con la estratificación y la esquistosidad principal. Las asociaciones comunes son: albita-actinolita-clorita $\pm$ clinozoisita y epidota + titanita $\pm$ lawsonita $\pm$ carbonato. La clorita escamosa, albita xenomorfa y mica blanca dan a estos esquistos una fábrica direccional marcada (Souček y Álvarez-Sánchez, *ibid.*).

Tabla. 4. Elementos mayores de algunas rocas de la Formación La Sabina³⁵.

Roca	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	PPI
1	50.72	1.08	14.37	4.34	5.46	0.07	7.53	10.35	1.32	0.12	0.31	0.30	0.07	
2	49.40	1.31	16.04	5.2	4.81	0.06	6.63	10.04	2.35	0.06	0.66	0.77	0.13	
3	9.94	0.20	2.07	1.38	0.18	0.01	0.55	47.02	0.10	0.37	—	—	0.047	37.06
4	53.32	1.08	19.68	—	0.57	0.07	4.84	0.24	5.25	0.12	1.32	1.35	0.12	
5	30.15	0.30	8.58	3.14	0.65	0.03	1.05	0.24	0.11	1.70	—	—	0.181	3.08

En algunas localidades del Escambray se reportó pumpellyíta ya en la Expedición Escambray 1 (Stanik *et al.*, 1981), interpretada como evidencia de un metamorfismo anterior. Lamentablemente en los datos de la primera Expedición no existen precisiones sobre la localidad y la unidad o formación de tal encuentro. En la Zona Metamórfica 3 se encontró pumpellyíta en una ocasión en una sección perteneciente a la Formación La Sabina. Según Soucek (en Soucek y Álvarez-Sánchez; Expedición Escambray II) no se justifica que la pumpellyíta sea testimonio de un metamorfismo más antiguo. Las rocas carbonatadas, propias de la unidad son mármoles poco potentes en general, pero no raros. Son rocas muy oscuras, gris oscuro hasta negro (Figura 136), con mucho grafito y algo de cuarzo detrítico, que a veces conservan capas finas de metasilicitas. Forman paquetes de algunos metros de potencia, con

³⁵ 1-Metasilicita (cuarzo + mica blanca + albita + clorita + titanita + zircón). 2-Esquito albitico-anfibolítico (albita + anfibol + clorita + pumpellyíta + clinozoisita + titanita). 3-Mármol bandeado (calcita + cuarzo + grafito + hierro hidrat.).4- Esquito cuarzo-sericítico (cuarzo + mica blanca + grafito + granate). 5-Esquito cuarcífero-granatífero. (cuarzo + moscovita + grafito + granate + hematita-limonita).

excepciones locales y tienden a situarse en las secciones de mezcla de metasilicitas y metaterrígenos. Son rocas muy similares a mármoles gráficos del Grupo San Juan, pero no son fétidos a la percusión como es frecuente en ellos.

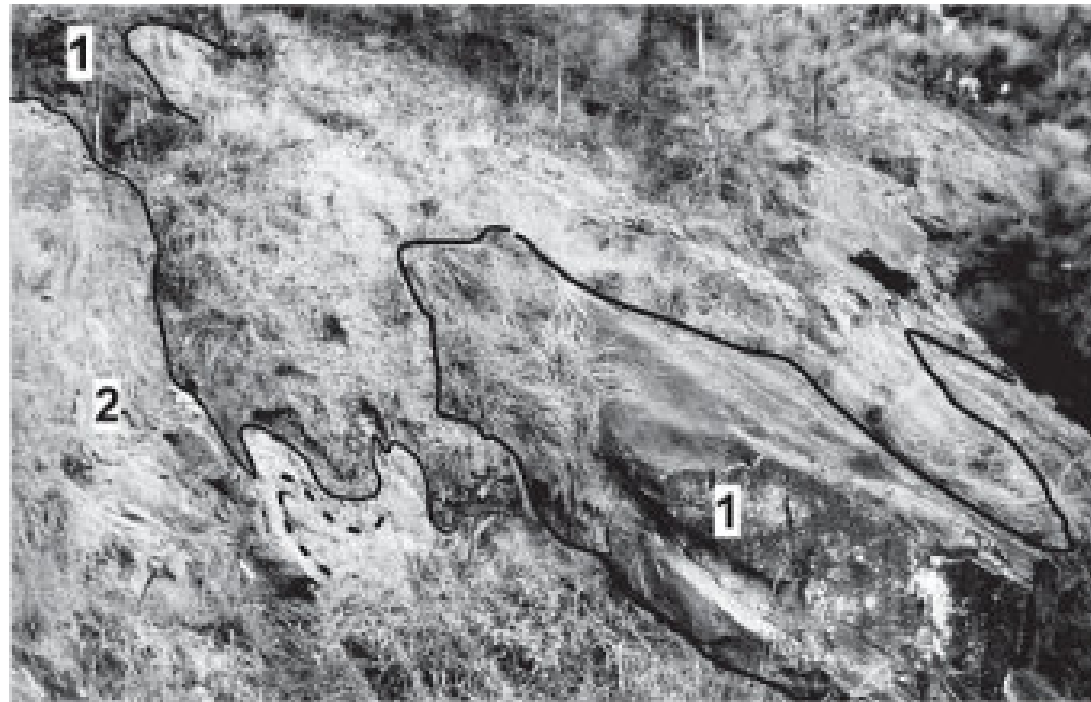


Figura.136. 1-Mármoles negros gráficos con estratos finos de metasilicitas; entre capas de esquistos cloríticos talcosos (2). Formación La Sabina. A la salida de Crucecitas hacia La Sabina. Cúpula de Trinidad. (Foto: Duchan Dostal; 1983).

Criterios distintivos.

En conclusión. La Sabina desde el punto de vista sedimentológico es una unidad mixta, facialmente diferenciada, con cambios litológicos a tener en cuenta durante los reconocimientos. En ocasiones y sin regularidad alguna, intervienen en el corte paquetes de mármoles grises muy oscuros y negros, que pueden interpretarse como pertenecientes al Grupo San Juan (**Figura 136**), confusión también posible con la Formaciones Collantes y Los Cedros, en contactos tectónicos tajantes muy enmascarados por la recrystalización. El manganeso impregnado en la matriz, ocasionalmente agrupado en finas bandas oscuras que marcan las intercapas, entre las metasilicitas, podría ser diagnóstico. En efecto. Las Formaciones Loma Quivacán y Los Cedros también contienen manganeso, pero no en capas individuales como en La Sabina. Las metasilicitas de la Fm. Cobrito sí presentan locales enriquecimientos en manganeso, pero se encuentran dentro de secuencias de esquistos calcáreos gráficos, muy distintivos de la Formación.

Los Cedros contiene metasilicitas prácticamente idénticas; pero en Los Cedros se acompañan de secciones métricas de unos esquistos calcáreos gris acerado y tonos rosáceos en masa y la presencia de lentes y capas de una metacaliza a metacalcarenita de tonos pardos.

La Sabina contiene una litología que se altera con facilidad en las condiciones del clima tropical. Los afloramientos meteorizados adoptan coloraciones pardo, amarillento, anaranjado y hasta rojo en lugares con intensa oxidación de los minerales de hierro y manganeso. Cuando las rocas se degradan a eluvio arcilloso, resultan muy semejantes a los productos meteorizados de los esquistos metaterrígenos del Jurásico; motivo para tomar precauciones en los reconocimientos y dedicar algún tiempo a cierta familiarización previa. Cuando frescas, en contraste, son de color gris oscuro, gris claro, gris verdoso, verde azulado y hasta negro (Figura 135); según se observan en los cauces profundos y cicatrices de desplomes.

Edad de la Formación La Sabina.

En La Sabina no se ha encontrado una tanatocenosis aprovechable. En las secciones delgadas se aprecian figuras de radiolarios irreconocibles. En el Miembro Yagruma (Koverdynski, en Stanik *et al.*, 1981) de metasilicitas de la Cúpula

de Sancti Spiritus se reportaron radiolarios de aspecto mesozoico. Sin embargo, no es posible diferenciarlos de otros hallazgos de radiolarios (Ducloz y Vuagnat, 1962; Bolotin *et al.* 1970; Millán y Somin, 1985a).

En la Fm. Los Cedros, bajo La Sabina, en varias localidades, se encontraron restos de nannoconidos y radiolarios mal preservados. Según Furrázola-Bermúdez (en Stanik, *et al.*, 1981) de posible edad Tithoniano-Cretácico Inferior, con mayor probabilidad Cretácico Inferior. De aquí que sea razonable suponer que la Sabina sea del Cretácico Inferior, dentro de un rango desde el Hauteriviano hasta el Aptiano; quizá hasta el Turoniano.

Espesor.

El espesor de la Fm. La Sabina depende de estimaciones de superficie. Por su amplia extensión regional se le puede suponer una potencia considerable aunque difícil de establecer a causa de su participación en estructuras de plegamiento, que pueden ser kilométricas. Probablemente puede alcanzar los 150 m en las regiones de La Sabina y El Mamey.

Relaciones estratigráficas y tectónicas.

La Fm. La Sabina es un capítulo notable en la formación de la columna estratigráfica del Escambray. De su composición se deduce su sedimentación en un medio marino con alta concentración de sílice; probablemente en una cuenca profunda que pudo alcanzar niveles próximos a la compensación del ópalo. Pero también a profundidades más pequeñas, con mayor participación de lodos carbonáticos y aportes terrígenos de grano fino. De hecho, esta es la composición de La Sabina; en cuyos cortes se aprecian secciones relativamente potentes de metasilicitas (metachert) compuestas de capas alternadas con esquistos metaterrígenos de fina granulometría, esquistos verdes metatufíticos, metalavas y capas de mármoles oscuros, a veces potentes, derivados de calizas depositadas en condiciones presumiblemente restringidas.

La posición estratigráfica de La Sabina es un hecho bien establecido, en relación con las formaciones de su piso y techo. Los cambios conocidos en dicha posición, se observan dependientes de la unidad tectónica de que se trate. Ciertos cortes son muy semejantes a la parte inferior de la Fm. Yaguanabo al aumentar la participación de esquistos verdes. Las relaciones estratigráficas próximas y su equivalente posición en la columna estratigráfica regional, podría probar que ambas unidades tienen relaciones de transición, incluso de interdigitación, aunque no se conservan con suficiente claridad.

Si restituimos a la posición original el corte invertido en la región de La Sabina (Figuras 109, 110), obtenemos una de las sucesiones características: Fm. Collantes-Fm. Loma Quivacán-Fm. La Sabina. En la inmediata cercanía de esta misma localidad también se comprobaron contactos de La Sabina con la Fm. El Tambor, aunque complicados por fallas posiblemente postmetamórficas (Figura 137).

La sucesión Loma Quivacán, en transición con La Sabina; resulta equivalente a las secciones donde La Sabina yace sobre la Fm. Los Cedros; al norte del Valle de Yaguanabo (v. Figura 130); con la Fm. Yaguanabo ausente en el perfil. En contraste, entre el poblado de la Sierrita y hacia el norte del Valle de Yaguanabo, La Sabina puede observarse descansando sobre Yaguanabo en posición normal; incluso en aparente transición; en una posición intermedia entre Yaguanabo y El Tambor, a pesar de la distancia escasa entre las localidades.

En la región de El Nicho al SE de Crucecitas (Álvarez-Sánchez y Bernal, 2008; Figura 9) La Sabina, aflora en un corte multiplegado, con el aspecto de un mélange de escamas, yacente sobre la Fm. Collantes en posición normal. También en la región del Hoyo de Padilla, hacia el extremo oeste del valle, La Sabina descansa directamente sobre Collantes, en una relación normal aunque algo discordante. Podría ser de carácter tectónico premetamórfico, borrada por la reconfiguración metamórfica.

Al NW del poblado de Crucecitas, en un camino hacia el Hoyo de Padilla afloran secuencias muy características y ordenadas de la Fm. Los Cedros y La Sabina. Una de ellas descansa sobre un corte de serpentinitas talcosas foliadas, esquistos actinolíticos-cloríticos y otras metasomatitas, cubiertas por un paquete de metabasitas poco foliadas y compactas que parecen derivarse de diabasas. Bajo este paquete de rocas básicas y serpentinitas se repite el corte de La Sabina (Figura 138). Este es un caso muy elocuente de la sustitución de la Fm. Loma Quivacán por Los Cedros, en la base de La Sabina.

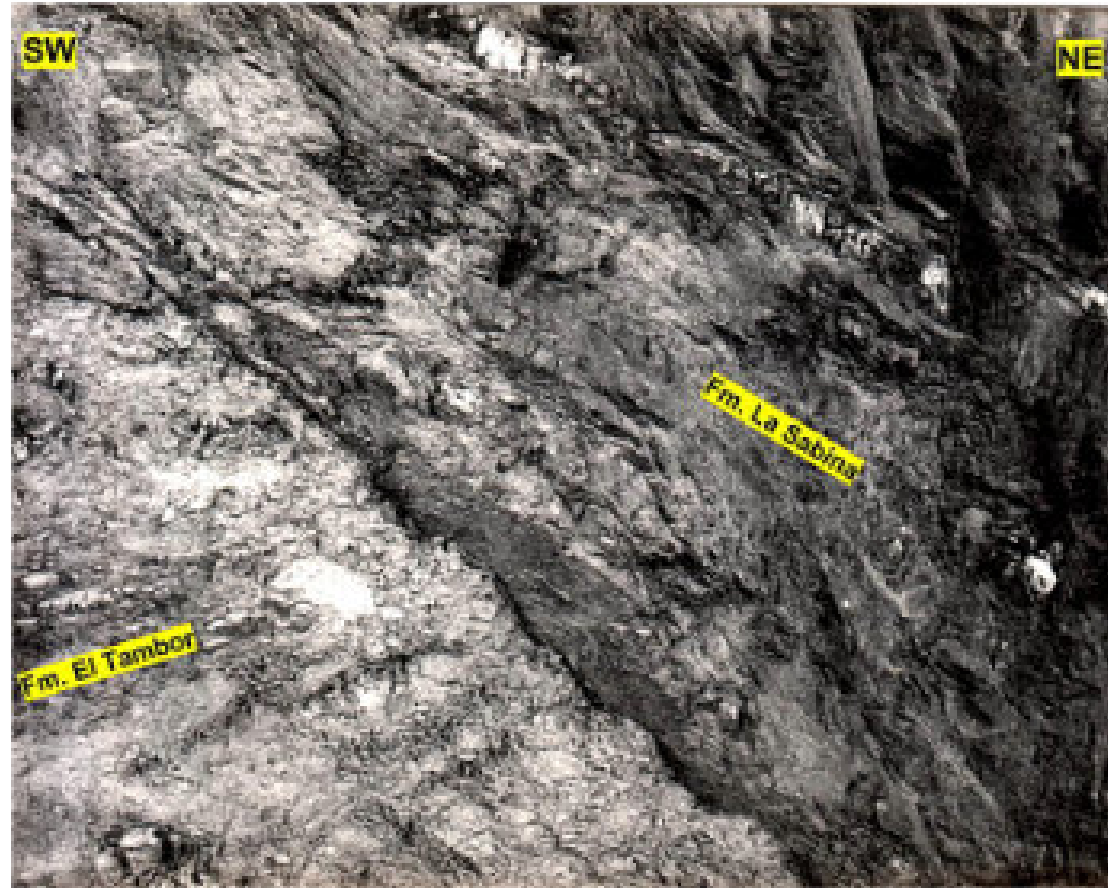


Figura. 137. Cabalgamiento postmetamórfico de la Formación La Sabina sobre el metaflysch de la Formación El Tambor. Los índices de movimiento en el labio colgante sugieren cabalgamiento de norte a sur. Región de La Sabina. Camino viejo a San Blas. (Foto: H. Álvarez-Sánchez. 1981).

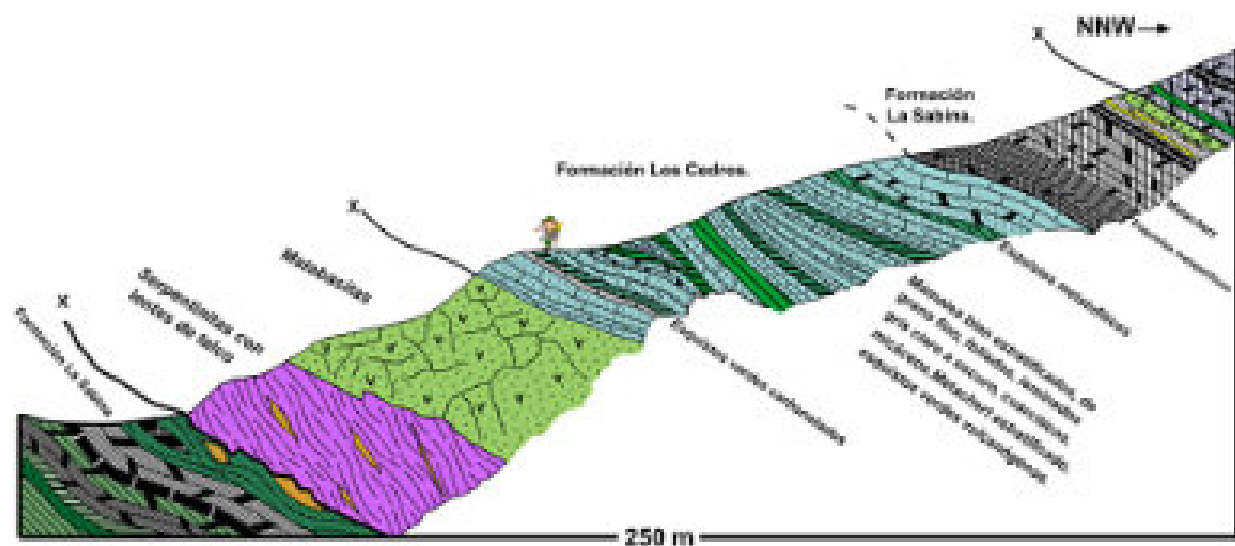


Figura. 138. Perfil geológico de una escama tectónica con la sucesión de las Formaciones Los Cedros-La Sabina en posición normal. En la base del corte yace la Formación La Sabina y, entre ambas secciones, un corte potente de serpentinitas y metabasitas poco foliadas. Al NW del poblado de Crucecitas hacia el Hoyo de Padilla (según H. Álvarez-Sánchez. 1981).

Comparaciones y correlaciones.

Sobre bases razonables, La Sabina puede compararse y correlacionarse con unidades de la Sierra del Rosario e incluso de la Sierra de Los Órganos; de Cuba occidental. Por su edad probable y posición estratigráfica sobre las Formaciones Loma Quivicán y Los Cedros y bajo la Fm. El Tambor; sus correlativos más probables son; las Formaciones Santa Teresa (Wassall y Pardo, 1952; Hauteriviano al Cenomaniano); Pons (Hatten, 1957; Aptiano-Turoniano); Canalete cherts (Hatten, 1957) de la Cordillera de Guaniguanico y de la parte norte del centro de Cuba (Zona de Placetas).

Correlación con la Formación Santa Teresa.

La litología de la Fm. Santa Teresa (Wassall y Pardo, 1952); en los cinturones Sierra del Rosario Norte y Sur, consiste de unos 40₃₆ m (Pszczółkowski, 1999) de chert radiolarítico verde, rojo, a veces negro, con intercalaciones de lutitas síliceas, biomicritas y ocasionales turbiditas arenáceas (Cinturón Norte de Sierra del Rosario); secuencia que contienen escasos foraminíferos del ¿Hauteriviano?- Albiano hasta el Cenomaniano. La coloración se debe a pigmentos de Fe y Mn. Santa Teresa de la Zona de Placetas (Cuba central), igual consiste de chert radiolarítico, verde y marrón, raras lutitas, micritas y margas. Según Pszczółkowski, (1999) el inicio de la sedimentación de Santa Teresa ocurrió durante el Hauteriviano en el Cinturón Sur, y durante el Aptiano en el Cinturón Norte de la Sierra del Rosario. La Formación Santa Teresa se acumuló en condiciones de aguas profundas, cercanas a la profundidad de compensación de la calcita; inclusive a más profundidad (Pszczółkowski, 1999). Estas condiciones de sedimentación en un ambiente profundo, se intensificaron desde la Formación Polier, de aguas profundas, mas por encima del nivel señalado (Pszczółkowski, 1982, 1999). En el contacto de la Formación infrayacente Polier, en transición hacia Santa Teresa, Aiello y Chiari (1995; en Pszczółkowski, *op. cit.*) encontraron radiolarios del Valanginiano a Aptiano. Furrázola-Bermúdez, *et. al.*, 1978, proponen una edad Aptiano-Albiano para la Formación. Pszczółkowski y Myczyski (2003) sostienen la continuidad estructural y la vinculación material de las Zonas Camajuaní y Placetas con Guaniguanico durante el Tithoniano y la totalidad del Cretácico. Comparto esta interpretación. Equivalentes de la Formación Santa Teresa, en efecto, también podrían encontrarse en la Sierra de Los Órganos. Por ejemplo, en la Formación Pons.

Correlación con la Formación Pons.

Las Formaciones Pons y Peñas, (Hatten, 1957); Pons (Pszczółkowski *et al.* 1975 1976; 1999) y la Formación Mina (Herrera, 1961), del Valle de Pons, en la Sierra de Los Órganos; presentan aspectos discutible en su contenido litológico y edad, aún sin solución₃₇. Según Ch. W. Hatten (*ibid.*) la Formación Pons se compone de calizas micríticas gris claro a oscuro casi negro, bien estratificadas, intercaladas con capas delgadas y nódulos de chert negro y más de 50%, de lutitas amarillentas y calizas moteadas de capa gruesa gris claro en la parte inferior. Hatten (*ibid.*) en su descripción del "Pinar Group₃₈" distinguió unas silicitas denominadas Canalete Cherts₃₉".

N. M. Herrera (1961), en su descripción de la Formación Mina, equivalente a la Formación Pons de Hatten, reportaba calizas microcristalinas gris azulado, duras, estratificadas en capas lajas medias, con nódulos negros de pedernal; areniscas cuarzosas blancas, amarillentas a gris de grano fino a medio, algo arcillosas y pedernales negros a rojizos, de capas medias, interestratificado con lutitas oscuras. Las tres litologías aparecían en afloramientos pobres, a intervalos entre las calizas.

Durante 1979 a 1981, Álvarez-Sánchez levantó un mapa geológico de los valles de Pons y Cabezas, en el centro-occidente de la Sierra de Los Órganos (Álvarez-Sánchez, 1981 y 1984) con el fin de estudiar la estratigrafía de la sección entre la Formación Pons y Manacas. En ese trabajo, la Formación Pons, del Valanginiano-Turoniano (Hatten,

³⁶ 100 a 150 m en la zona de Placetas; Pszczółkowski y Myczyski; 2003.

³⁷ El capítulo Estratigrafía de la Sierra de Los Órganos, contiene una discusión detallada sobre la composición estratigráfica de la sección de las Formaciones Pons y Manacas

³⁸ Pinar Group de Hatten 1957, comprende tres unidades denominadas Formación Ancón, primera unidad del "Pinar Group" y las suprayacentes Formación Manacas, Chert de Canalete y Vieja Wildflysch.

³⁹ "The cherts are generally dark grey but weather to light grey. Bedding is generally well developed with beds uniformly near 1 cm in thickness. Between individual beds a thin, approximately 2 to 3 mm, siliceous shale bed occurs. Radiolaria are abundant to common in the cherts and shales. No diagnostic fauna has been found in the cherts or shales. The exact stratigraphic position is therefore uncertain. From field observations, there is considerable evidence that the cherts are associated with the Pinar Group." (Hatten, 1957).

1957; Pszczółkowski, 1999); o del Hauteriviano hasta el Daniano⁴⁰ (De La Torre, en Pszczółkowski, 1978), se dividió en los miembros Las Piedras y La Macagua. El Miembro Las Piedras, de las calizas, se diferenciaba del Miembro La Macagua: este último de chert estratificado, lutitas oscuras, areniscas y calizas micríticas negras subordinadas; sección muy semejante a la descrita por Herrera (*ibíd.*) El estudio de numerosos perfiles demostró secciones de chert con algunas lutitas silíceas, que tienden a situarse hacia la parte superior de la Formación Pons o hacia su parte media; hecho que confiere cierta razón a las observaciones tanto de Hatten, como de Herrera. Esta unidad de chert La Macagua (Álvarez Sánchez, 1981, 1984), yace como intercalaciones que se pueden cartografiar en el interior de los cortes sustancialmente calcáreos del resto de la Formación Pons (Figura 139). La Macagua contiene estratos de chert de 5 a 10, a 20 cm., marrón, amarillento, de rareza rojizo, y crema y hasta un gris azulado, con intercapas de lutitas silíceas laminadas blancas rojizas y amarillentas y capillas de limolitas. Los chert consisten de una masa criptocristalina de cuarzo bandeado con gran cantidad de radiolarios (hasta 25%) cementados por calcedonia de textura relicto-organógena.

En más del 50% de los perfiles, dentro de los chert, aparecen bancos e incluso capas aisladas de micritas de la sección de Pons. La unidad de silicitas del Miembro La Macagua alcanza una potencia máxima de 100 m en la localidad tipo (pero es bastante probable la duplicación por pliegues), pero normalmente entre 20 a 25 metros en la mayoría de los cortes. Consistente con la posición más típica de esta secuencia de silicitas, se puede aceptar una edad equivalente a la establecida para la Formación Pons sobre la base de la presencia de *Tintinnopsella Carpathica* en la base de la Formación (Pszczółkowski, 1999).

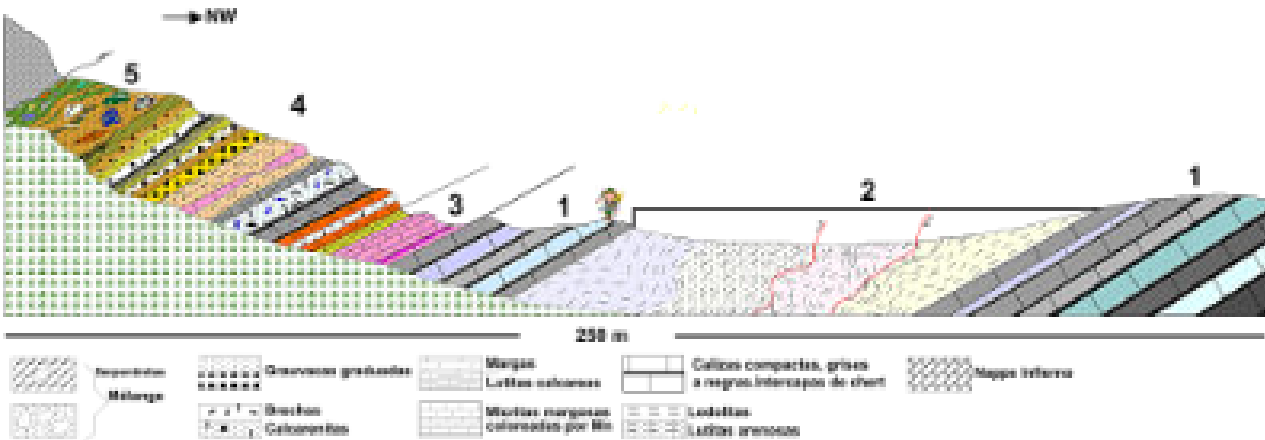


Figura. 139. Sección por la vertiente Norte de la Sierra de Cabezas hacia el Valle de Pons (HA: 426 de 1979). 1-Fm. Pons. 2-Sección de rocas silíceas. 3-Fm. Ancón (Mbros. de las Calizas Micríticas Margosas). 4-Fm. Manacas. 5-Mbros. Vieja Wildflysch de la Fm. Manacas. (Tomado de la Figura 19 de Álvarez-Sánchez y Bernal, 2013).

10.1.4.1. Miembro Los Torres. Redefinición y cambio a Litodema Los Torres.

Antecedentes de la categoría estratigráfica y razones del cambio.

La unidad litológica Los Torres fue definida en La Sabina, Cúpula de Trinidad; en el sitio de una manifestación de talco referida por la Expedición Escambray I (Stanik, *et. al.*, 1981), derivada de una suite ofiolítica ultramáfico-máfica intensamente metasomatizada, hospedada en las metasilicitas manganesíferas, esquistos verdes autóctonos y calcoesquistos procedentes de mármoles impuros de la Formación La Sabina. Observaciones en áreas externas mostraron un vínculo persistente entre las metasomatitas y la Formación La Sabina; por cuya causa Álvarez-Sánchez y Millán (1984) las denominaron como Miembro Los Torres de la Formación La Sabina (en Dublan y Álvarez-Sánchez, {edit.} *et al.*, 1986) (*v. et.* Franco Álvarez *et al.*, 1992; De Huelves *et al.*, 2013); con la

intención de ilustrar la complejidad litológica y metamórfica de las serpentinitas del Escambray y de los efectos regionales de fluidos silicatados y carbonatados, producto del relajamiento de presiones en el territorio Escambray. A pesar de un conocimiento inicial de la composición y estructura de las rocas metasomáticas de La Sabina (Álvarez-Sánchez y Zamashicov, 1981); el origen del complejo ultramáfico-máfico en sí, la causa de su localización preferente en la Formación La Sabina y la edad del proceso metasomático, resultaban materias de discusión. La cohabitación de las rocas máficas con las metasilicitas, semejava el marco geoquímico de contraste más favorable para la metasomatosis en esa particular localización. Pero estas no son las únicas ultramafitas-mafitas metasomatizadas en el Escambray y no todas las rocas apoultramáficas del Escambray pertenecen a la unidad Los Torres. A causa de la capacidad de estas rocas de fluir bajo presión, muchas zonas de reacción metasomática se encuentran controladas por fallas. También son conocidas en los flancos de cuerpos minerales y en cuerpos de serpentinitas saturadas de rocas heterogéneas de alta presión, por lo general. En ocasiones se presentan masas de metasomatitas comparables al Litodema Los Torres bajo otro tipo de control litológico contrastante. Tales casos no serían unidades estratigráficamente equivalentes, sino tectono-metamórficas o, en todo caso, atípicas. De acuerdo a las cuestiones no resueltas y en consideración al hecho de ser un miembro parte específica de una formación litoestratigráfica, distinguida por algunas particularidades y no por una radical diferencia; Los Torres es suficientemente diferente para considerarlo un ente independiente de cartografía e interpretarse como un litodema con restricciones para su identificación y cartografía⁴¹.

Autores de la redefinición.

Humberto. Álvarez Sánchez; Guillermo Millán Trujillo y Luís R. Bernal Rodríguez.

Sinonimia.

No tiene sinónimos. Aplicar el concepto de sinonimia entre una formación y un litodema es posible que carezca de sentido. Las rocas ultramáfico-máficas del Litodema Los Torres equivalen, en parte, con "serpentinitas esquistosas y esquistos cloríticos" de Hill (1959) y "serpentinitas antigoríticas"; "piroxenitas serpentinizadas antigoríticas" y "piroxenitas-peridotitas serpentinizadas lizardito-crisotílicas"; de MacDonald (1977); pero no exactamente con cada uno de ellos, aunque las rocas primarias sean las mismas en gran parte de los casos.

Origen del nombre.

El nombre se deriva de la Finca Los Torres; 3.5 kilómetros al Sur del poblado de Crucecitas, por el camino viejo a San Blas; occidente de la Cúpula de Trinidad. El Código Estratigráfico Norteamericano de 2010 (*Artículo 7. Nombre.*) establece que no son recomendables nombres de orígenes mudables; aunque aceptables cuando no se dispone de otros.

Localidad Tipo. Sección Tipo.

La localidad tipo del Litodema Los Torres se encuentra en el camino viejo Crucecitas-San Blas La Sección Tipo comienza en el punto con coordenadas N245.00-E584.05 y finales N244.000-E584.30; al sur del lugar de perforación del Pozo 17 (*v.* Figura 140) de la Expedición Escambray I (1977) con 150.55 m de profundidad.

⁴⁰ Las determinaciones de De La Torre alcanzan hasta la parte superior de la Formación Peñas de Hatten, 1957. La Formación Peñas no es la Formación Pons.

⁴¹ El Artículo 31 del Código Estratigráfico Norteamericano define un litodema como un cuerpo de rocas predominantemente intrusivas, altamente deformadas y/o metamorfoseadas, que se distingue y delimita por las características de la roca. En contraste con las unidades litoestratigráficas, una unidad litodémica generalmente no obedece la Ley de la Superposición. Sus contactos con otras unidades de roca pueden ser sedimentarios, extrusivos, intrusivos, tectónicos o metamórficos.



Figura.140. Localidad tipo y sección tipo del Litodema Los Torres. Coordenadas iniciales: N245.00-E584.05. Coordenadas finales: N244.000-E584.30. Camino viejo a San Blas. Cúpula de Trinidad. Localización de los pozos P-17 de la Expedición Escambray I (150 m) y PE-2 de la Expedición Escambray II. Hoja Crucecitas. 4182-II-c. 1:25,000. (gráfica de Álvarez-Sánchez).

Las rocas del litodema tienden a presentarse en formas aplanadas o cimas suavizadas con vegetación herbácea; hecho que permite localizarlas en las aerofotos. Su corte de alteración laterítico se compone de serpentinitas débilmente nontronitizadas, enriquecidas en hierro en la capa superior

Espesor.

En la manifestación de talco de La Sabina; el camino viejo a San Blas corta un espesor aparente de 100 metros por la transversal del cuerpo, que no es real. Solo en los pozos se pudo medir el espesor conservado, ya que la intensa deformación impide establecer una cifra precisa. Al NW de Crucecitas, un pozo cortó 32 m; una cifra que se repite con frecuencia bastante regular como potencia media en diferentes sitios, pero no el espesor primario ya que el techo está erosionado de costumbre y la base sobre un horizonte de milonitas a menudo. Por otra parte, estas cifras representan a la zona de La Sabina-Crucecitas y discrepan en varios ordenes de magnitud respecto a los cuerpos principales de serpentinitas del Escambray. En La Sabina y localidades correspondientes, el espesor parece reducido por compresión en varios %s del original y desordenado por competencia de contraste entre los metasedimentos y las ofiolitas. MacDonald (1977) recuerda que la recrystalización hacia antigorita, durante el metamorfismo implica una disminución de volumen y la liberación de agua. De aquí que gran parte del volumen adquirido durante la serpentinitización pudo perderse durante recrystalización hacia antigoritas. Los cambios de volumen, por ganancia/perdida de agua desempeñan un importante papel en el espesor de los cuerpos de serpentinitas, además de su importancia en conducir agua hacia la profundidad, en la flotabilidad de masas de rocas (Hattori y Guillot, 2007; Barnes *et al.*, 2014) y en la actividad sísmica (Gasc *et al.*, 2017). Como se explicó arriba, muchos cuerpos de serpentinitas, aparecen como inclusiones mecánicas a presión, entre metasedimentos y metavulcanitas en diferentes formaciones, que no corresponden con la unidad aquí tratada.

10.1.4.1. 1. Una vista general sobre la metasomatosis de rocas ofiolíticas.

A partir de las primeras observaciones en el Escambray de Thiadens (1937) sobre serpentinitas y esquistos verdes alterados; más de una década después; Hill (1959)⁴², realizó las primeras descripciones de esquistos metasomáticos de talco apo-serpentinítico; seguidas por las observaciones de Maximov *et al.*, 1968 y Bolotin *et al.*, 1970, quienes describieron en los contactos de serpentinitas, fajas metasomáticas compuestas por esquistos de talco-actinolita-clorita-antofilita; cloritolitas (clorita 95-98%; antofilita hasta 25%) y esquistos de actinolita-clorita-carbonato, derivados de las serpentinitas y metabasitas.

En la literatura de la geología de Cuba los productos líticos generados por la metasomatosis de las rocas ofiolíticas; copiosos en el territorio de la Isla, no son objeto de muchos estudios y son poco conocidos, tanto como su nomenclatura y bases de su definición. La mayoría de la literatura dedicada al tema, muy espaciada en el tiempo, se concentra en casos de procesos metasomáticos desarrollados en el cinturón ultramáfico de Cuba. Entre los trabajos orientados a esta materia de contenido sustancial al respecto cabe mencionar los trabajos de Vuagnat, 1959 (*ined*); Ducloz y Vuagnat, 1962; Cabrera *et al.*, 1986; Corona-Rodríguez *et al.*, 2014. No obstante, las menciones ocasionales o colaterales también se encuentran (Knipper y Cabrera; 1974; Fonseca, 1988; Álvarez-Sánchez *et al.*, 1991). En el Escambray, un territorio rico en manifestaciones metasomáticas en sus complejos ígneos metamorfizados y en particular en las rocas ultramáficas; solo un caso contiene registros detallados provenientes del estudio de los esquistos metasomáticos en la localidad de La Sabina (Álvarez-Sánchez y Zamashikov, 1981 (*ined.*) y en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986 (*ined.*).

Generalidades de la distribución mundial, origen y productos.

La metasomatosis de rocas ultramáficas-máficas ocurre en ambientes de intercambio de sustancia en regiones de expansión oceánica (v. *et.* Boschi *et al.*, 2006); fajas ultramáficas de las cordilleras; contactos magmáticos ricos en fluidos y gases y en cinturones de mélanges serpentiniticos (v. *et.* Moore, 1986). En la transformación participan tanto las ofiolitas como sus contactos, inclusive las sedimentitas. El metamorfismo y el metasomatismo pueden ocurrir por separado o de forma simultánea; bajo una facies metamórfica común o diferente separadas en el tiempo y los productos pueden metamorfizarse o diaforizarse, después de formados.

V. A. Zharikov (Zharikov *et al.* 2007); enfatizaron las dificultades⁴³ en el estudio de los productos del metasomatismo; definido como: "*un proceso metamórfico por el cual la composición química de una roca que permanece en estado sólido durante el proceso, se altera de manera generalizada, que involucra la introducción y/o remoción de componentes químicos como resultado de la interacción de la roca con fluidos acuosos (soluciones)*". Esta definición fue recomendada por la Subcomisión de Sistemática de Rocas Metamórficas (SSMR) de la IUGS y suele glosarse en trabajos posteriores (v. *et.* Harlov and Austrheim, 2013). Para Coleman (1967) la generación de rocas calcosilicatadas⁴⁴ ocurre durante el emplazamiento de las ultramafitas en la corteza, simultáneo con la serpentinitización. Designadas con diversos nombres; según Coleman debían llamarse con un término más general como "zonas de reacción". Precisamente, en estas zonas de reacción, se originan rocas híbridas "*de composición completamente nueva sin equivalencia en las rocas ígneas o sedimentarias*" (Miller *et al.*, 2009; Barnes *et al.*, 2014). Tales productos, con asociaciones minerales propias; adquiridas bajo ciertas condiciones P-T, dependen de la litología inicial; de la composición de las soluciones activas y de la tectónica (Moore, 1986; Bebout & Barton, 2002; Boschi *et al.*, 2006; Barnes *et al.*, 2014). Un grupo de estas rocas peculiares de alteración se denominaron por Chidester (1962) "*de pared negra*" (blackwall); caracterizadas por la formación en las serpentinitas de una capa de cloritolita-cuarzo-sericita y tremolita, donde suelen conservarse serpentinitas, envueltas en bandas de talco-carbonato. Los productos son rocas extrañas, monominerales hasta más de 90% de una misma composición;

⁴² Field work was conducted by the author alone during July and August 1951 and with the assistance of Mr. Edward Lewko of Uranium City, Saskatchewan, from December to February 1952-1953 (Hill, 1959; pag.1460).

⁴³ "La clasificación de las rocas metasomáticas es un problema mucho más difícil que el de las rocas magmáticas. El conocimiento de la composición química y mineral, así como las características estructurales, es insuficiente para determinar el tipo de proceso metasomático, porque la composición de una roca metasomática depende no solo de T, P y la composición de la roca reemplazada, sino también del tipo y etapa del proceso metasomático y la composición del fluido o solución".

⁴⁴ Roca calcosilicatada: Roca metamórfica que, además de 0-50% de carbonatos, está compuesta principalmente por silicatos de Ca como epidota, zoisita, vesuvianita, diópsido-hedenbergita, Ca-granate (andradita grosular), wollastonita, anortita, escapolita y Ca-anfibol. (Bucher & Grapes; 2011).

convertidas en talquitas, cloritolas, epidotas, tremolititas, actinolitas y crisotilititas (Barnes *et al.*, 2014). Según Barnes *ibid.*; Boschi *et al.*, 2006; las rocas "híbridas" (metasomatitas de diverso tipo) son comunes en las emersiones al fondo marino de complejos de subducción y con frecuencia sin que sea posible determinar si el metasomatismo es un rasgo relicto del fondo marino o si se formó durante la subducción o la emersión.

Las rocas metasomáticas, generadas en zonas de reacción, tanto producto de metamorfismo oceánico como de alteración en ambientes orogénicos, son denominadas a partir de su composición mineral y componentes litológicos finales. Entre los nombres más comunes en la práctica se encuentran: oficalcitas (Brongniart, 1827); rodingitas (Marshall, 1911⁴⁵); ofisférites (Vuagnat 1953⁴⁶); listwaenitas (Korzhinski, 1953⁴⁷); rocas calcosilicatadas granatíferas (Coleman, 1967); ofimagnesitas y otras denominaciones.

Rodingitas.

El término fue creado por Marshall⁴⁸ (1911) para diques alterados en el Río Roding en Nueva Zelanda (Bilgrami & Howie, 1960; Bassaget *et al.*, 1967; Ortiz-Hernández, 1999). Según SSMR⁴⁹ la rodingitización afecta a basitas, inclusive vulcanitas y anfibolitas encerradas en serpentinitas. En el contacto ocurre la conversión en rocas de granate, vesuvianita, piroxenos cálcicos, epidota, escapolita (Tabla 5) y accesorios de hierro (Karkalis, 2018); a través de la difusión de fluidos en el contacto (Miller *et al.*, 2009), probablemente durante la serpentinización (v. Hernández y Barra, 1977).

En Othris (Grecia) se describen rodingitas, diferenciadas por el contenido de prehnita (Koutsovitis *et al.*, 2013); un mineral frecuente en rodingitas (v. *et.* Bilgrami & Howie, 1960). Una variedad con granate y vesuvianita muestra un retrogresión formando asociaciones de clorita ± pumpellyita (Koutsovitis, *ibid.*).

Tabla.5. Minerales requeridos para la clasificación de las rodingitas ⁵⁰.

Minerales esenciales requeridos	Minerales no esenciales (no siempre presentes)
Serie de la Andradita-Grosularia	Epidota
Piroxenos cálcicos. (clinopiroxenos)	Escapolita; Vesuvianita

Las rodingitas de Hindubagh en Pakistán resultaron de la introducción de CO₂ y agua y la eliminación de sodio y potasio (Bilgrami & Howie, 1960). Moore (1986) describe rodingitas por diabasas en matriz de antigorititas en el Mélange de Puerto Nuevo (Baja California). Las diabasas exhiben una facies de pumpellyita-actinolita. Algunos bloques se alteraron a rodingitas antes de su incorporación al mélange, en tanto que otros experimentaron metasomatismo de magnesio, con anfíbol tremolítico + clorita + fuchcita; después de la incorporación a la mezcla. Las rodingitas son conocidas en la Cabaña, IX región, Chile (Hernández y Barra, 1977). En la Sierra de Guanajato (México), se originaron en dos etapas; durante la serpentinización de ultrabasitas cumulativas, vía metamorfismo hidrotermal oceánico y emplazamiento bajo facies de esquisto verdes (Ortiz-Hernández, 1999). También se conocen en la Faja del Río de las Tunas (Argentina) como resultado de la reacción carbonática entre ultramafitas y su roca de caja (Gargiulo, 2011).

Listwanitas.

Las listwanitas resultan de la difusión de carbonato en ultramafitas. En condiciones isoquímicas las rocas ultramáficas reaccionan con CO₂ para formar listwanita, bajo la acción de fluidos canalizados (Hansen & Dipple, 2005). La fuchcita

es una mica común, junto a cuarzo y carbonato, en ultramáficas ofiolíticas metasomatizadas (Martyn & Johnson, 1986; Halls & Zhao, 1995; Azer, 2013). Por esto, en la formación de tales peculiares rocas, además del carbonato se requiere afluencia de potasio, causa de la lixiviación del cromo para formar fuchcita (Hansen & Dipple; 2005; Karkalis, 2018). En los esquistos Haast de Nueva Zelanda, Cooper (1995) describe gabros de facies actinolita-pumpellyita, metasomatizados por carbonato, en parte reemplazados por capas de fuchcita-tremolita y nefrita. Grosch *et al.*, 2012 en Barberton (Sudáfrica) describe una zona de 150 m de potencia de rocas de fuchcita-carbonato-clorita-cuarzo, pertenecientes al campo de las listwanitas de fuchcita-carbonato-cuarzo. En diversidad de litologías ultramáficas la fuchcita es una indicación segura de metasomatismo potásico; tanto en rocas arcaicas como recientes; incluso en los fondos marinos modernos (Martyn & Johnson, 1986; Boschi *et al.*, 2006).

Las listwanitas son comunes asociados con metales preciosos (Au, Ag) y mercurio y antimonio (Martyn & Johnson, 1986; Hansen & Dipple, 2005; Azer, 2013). En las serpentinitas de la sutura Allaqi-Heiani-Gerf (Egipto y Sudán), se desarrollaron listwanitas ricas en sílice y otras en carbonato (Azer, 2013). Según Azer (*ibid.*) la variedad silícica contiene fuchcita y se consideran listwanitas típicas; mientras que la falta de fuchcita en las carbonáticas indica un producto similar a listwanita. En las listwanitas silícicas el contenido de oro aumenta con el contenido de SiO₂, hasta 1000 veces más que las rocas ultramáficas originales y la interacción con los sistemas hidrotermales asociados con las intrusiones de granito puede concentrar aún más el oro. Una característica de estos depósitos de Au en listwanitas es la presencia de mercurio en asociación con el oro (oro nativo y electrum ricos en mercurio) (López-Kramer *et al.*, 1998).

Rodingitas y listwanitas en Cuba.

El primer reporte de rodingitas en Cuba se debe a Vuagnat (1959) y Ducloz y Vuagnat (1962) en el Cinturón Ultramáfico de Cuba Central. Fonseca (1988), reporta observaciones de diques de rodingitas cortando dunitas en el Macizo Ultramáfico de Cajalbana; en Cuba occidental. Álvarez-Sánchez *et al.*, 1991, las reportaron en el Mélange Ultramáfico de Cuba Central y Álvarez-Sánchez y Bernal (2015) en el Complejo de Mélange de Villa Clara. Se describen en el Macizo Moa-Baracoa (Cuba oriental) en uno de los raros trabajos sobre este tema en gabros alterados con clinocloro, tremolita actinolita, zoisita, epidota y clorita. Allí las rodingitas se asocian a un metasomatismo cálcico, coetáneo con la serpentinización y una etapa posterior durante un metamorfismo regresivo en facies de esquistos verdes (Corona-Rodríguez *et al.*, 2014). Productos de metasomatismo cálcico de características rodingíticas y rocas de alteración de pared negra, se describieron en la región de La Sabina (Álvarez-Sánchez y Zamachikov, 1981) y en la región de La Sierrita al occidente del macizo (Álvarez-Sánchez y Bernal, 2015b). Los primeros reportes de listwanitas en Cuba se deben a Cabrera *et al.*, 1986, en el yacimiento Descanso; del Complejo de Mélange de Villa Clara (Álvarez-Sánchez y Bernal, 2015). Según Cabrera (*ibid.*) las listwanitas se originaron por la acción de hidrotermas de baja temperatura controladas por fallas. Por carbonatización de serpentinitas y gabros olivínicos se formaron listwanitas magnesio-ankeríticas y variedades con breunnerita, granate, idocrasa, cuarzo, metálicos y mica blanca. Se separaron listwanitas carbonáticas predominantes y otras con cuarzo-epidota ± prehnita y carbonato. Datos históricos confirman que el oro nativo en estado libre alcanzó leyes hasta 280 g/t.

10.1.4.2. Estructura y composición del Litodema Los Torres.

Aún cuando la estructura general del Litodema resulta de la tectónica posterior a las alteraciones, todavía contiene zonas diferentes, creadas por el proceso, que pueden distinguirse por los tipos de alteración y las rocas características, aunque las serpentinitas representan la base de las secciones metasomáticas en la mayoría de los casos. En la localidad tipo de La Sabina, se descubrió una base de serpentinitas en contacto tectónico sobre metasilicitas, esquistos metasilícico-arcillosos maganesíferos y esquistos verdes de la Formación La Sabina; a partir de la cual debuta el corte metasomático local. La sección metasomática, a su vez, está cubierta por las Formaciones La Sabina y Loma Quivicán en un corte invertido (Figura 141). En ambos contactos con los metasedimentos, las alteraciones son similares en intensidad a las desarrolladas en la base y en ambos niveles se advierten los efectos de un intenso cizallamiento, paralelo a la esquistosidad de los contactos; hecho que sugiere, aunque no prueba, una posible edad sintectónica de las alteraciones, ya que las salbandas de metasilicitas también se encuentran metasomatizadas.

⁴⁵ Bell, J. M., Clarke, K. G., Marshall, P., 1911, The Geology of the Dun Mountain subdivision. New-Zealand Geol. Survey, 12.
⁴⁶ Pudimos destacar, siempre en la zona de contacto tectónico entre lavas y peridotitas, marcada por una intensa serpentinización, facies particulares de aspecto esferoidal que pueden asimilarse, según sus características macroscópicas. y sus condiciones de depósito, a las ofisferitas descubiertas por Vuagnat [1954] en Montgenèvre (Hautes-Alpes) y a las del Col des Gets (Haute-Savoie) descritas por Jaffé [1955]. (en Bassaget *et al.*, 1967).
⁴⁷ También listvenita, listvanita, o listwanita. El nombre listwanita, parece ser un término creado en la Rusia soviética (Korzhinski, 1953; Volfson 1962; fide Cabrera et al., 1986).
⁴⁸ Bell, J. M., Clarke, K. G., Marshall, P., 1911, The Geology of the Dun Mountain subdivision. New-Zealand Geol. Survey, 12.
⁴⁹ Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks.
⁵⁰ A Classification and Glossary of Terms (2007) Cambridge University Press.

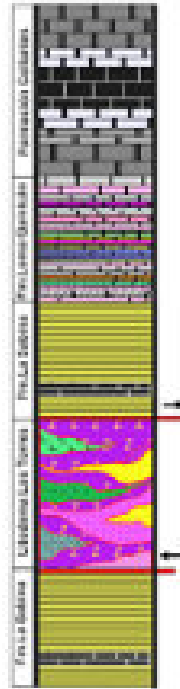


Figura.141. Sucesión invertida de las Formaciones en la localidad de La Sabina y la posición ocupada por el Litodema Los Torres. Las flechas indican contactos cizallados.

Existe una relación evidente entre el intenso brechamiento de la masa y la metasomatosis; profunda. Las alteraciones son mucho más intensas mientras la trituración y cataclasis aumenta; al parecer, una condición indispensable para el completo desarrollo de las alteraciones; ya que, en otras localidades alcanzan solo la superficie de algunos cuerpos importantes, con el desarrollo de halos metasomáticos que penetran escasamente en su interior, algunos decímetros o centímetros.

En búsqueda de sucesiones menos desordenadas del corte ultramáfico, característico de la localidad de La Sabina, se perforó el pozo estructural PE-2 situado un poco al NW del poblado de Crucecitas (v. Figura 140), situado sobre la prolongación de un cuerpo de serpentinitas, aflorado en las cercanías (v. Figura 138). El pozo PE-2 (Figura 142) corta una sucesión de apariencia rítmica, compuesta por inter-estratificaciones métricas de serpentinitas y esquistos verdes metabásicos. La sección exhibe alteraciones metasomáticas talco-clorita-actinolita-epidota, en ocasiones bandeadas o en capas masivas, cruzadas por grietas rellenas de crisotilo, calcita y cuarzo, grafito y pátinas de sulfuros. Las capas carecen de inclusiones de fragmentos de grado metamórfico o composición diferente de las rocas del corte.

Entre 27 m a 29 m, las serpentinitas pasan a una matriz milonítica con filoncillos de mármol grafitico, hasta una milonita calcárea-grafítica (Figura 143), que solo a la profundidad 74 m trasciende gradualmente hacia mármol cataclásticos. Los mármoles están tan alterados que no conservan restos diagnósticos, de modo que pueden pertenecer a la Formación Charco Azul, por causa de restos de esquistos verdes que contiene, o al Grupo San Juan, sin determinación a cual de sus formaciones.

El pozo PE-2, con la posición de las ofiolitas sobre un complejo de milonitas tan potente, probablemente derivado de unidades del Grupo San Juan o del Grupo La Sierrita; es una posible evidencia de una frontera límite de mantos tectónicos, entre la Unidad Tectónica Crucecitas perteneciente a la Zona de Lawsonita; de los mantos de alta presión de la Unidad Tectónica Carlota, al norte. (v. Figura 11. Tomo 1).

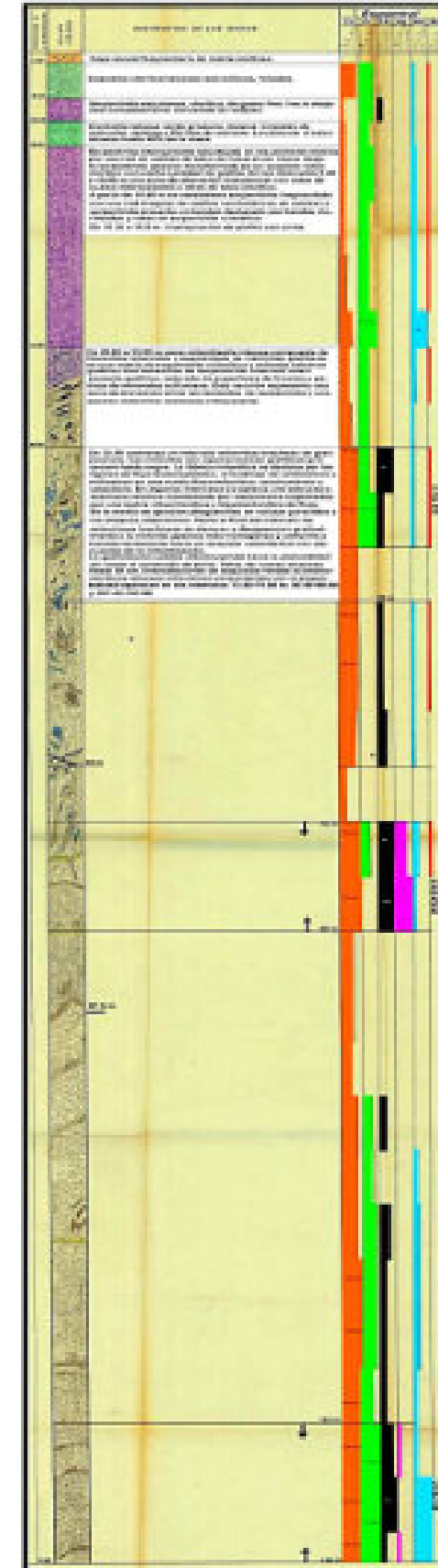


Figura.142. Esquema reducido del pozo estructural PE-2. Profundidad total 137.6 m. Recuperación 127.9 m. Inclinação S60°W. Coordenadas N247 264 04-E585 088 84. Elevación 633.33 snm. Comienzo 3-6-1983, terminó 17-6-83. Argumentación y documentación H. Álvarez-Sánchez. Revisión L. Bernal. Anexo 21. Informe Zona Centro.

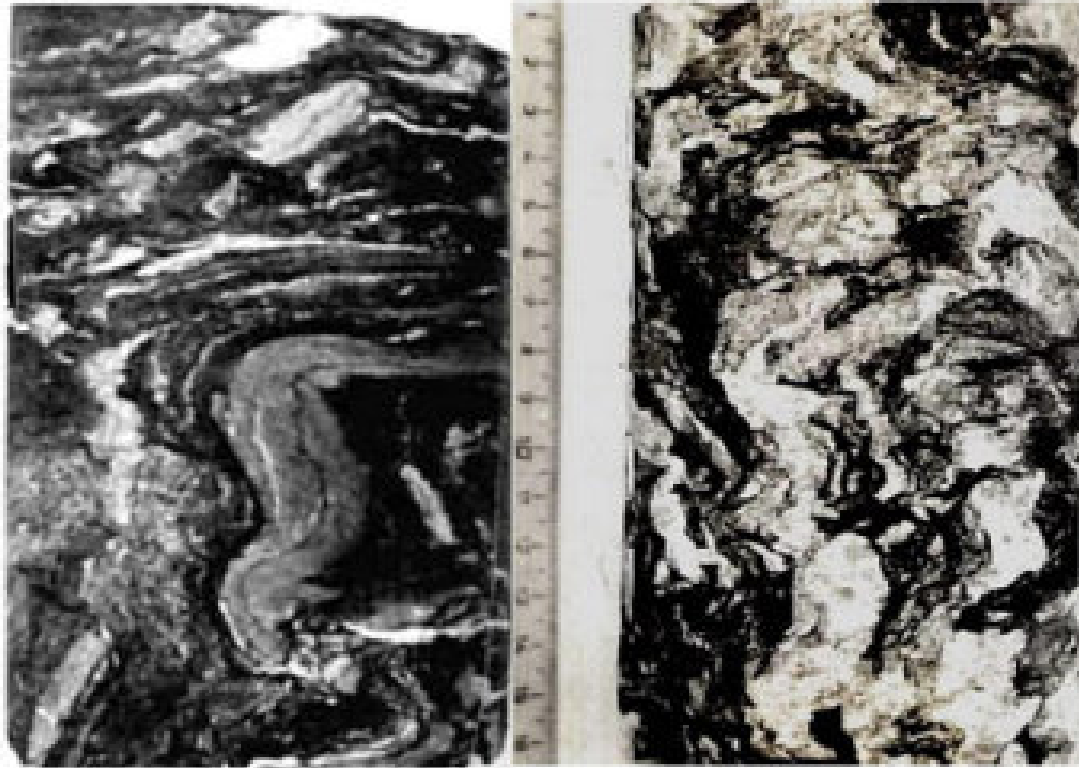


Figura.143. Núcleos del pozo PE-2, bajo la sección de serpentinitas y metagabros. La matriz fluidal es grafito puro. Los augen y filoncillos son mármoles, metasilicitas clinozoisíticas, cuarzo y carbonatos. Profundidades 42.0 (izquierda) y 47.70 m (Fotos: Duchan Dostal sobre muestras de Álvarez-Sánchez. Expedición Escambray II. 1986).

Otro caso de la estructura y posición del litodema se observó en el Pozo 17 en la misma localidad de La Sabina (Figura 144). El corte comienza con 12 m de filitas metasilicíticas de la Formación La Sabina. Bajo esta sección se cortaron 92.5 m de mármoles con características que podrían asociarse a los mármoles negros de la Formación La Sabina (v. Figura 136). Bajo ellos, sin transición, continúan 46.05 m del Litodema sin cortarse completamente. En el corte se destacan nuevamente secciones estratificadas de serpentinitas y metabasitas. La estratificación en el Pozo-17; vista la yuxtaposición de capas de los mármoles gráficos superiores y el corte ultramáfico-máfico; parece más resultado de un cizallamiento concordante, desarrollado entre las capas de serpentinita y metabasitas y los mármoles, que a una verdadera estratificación. No obstante el corte del Pozo PE-2 y las numerosas superficies de cizallamiento horizontal, explican satisfactoriamente las características observadas en el Pozo-17, cual bien podría ser una inversión de la registrada en el pozo PE-2.

Cambios en la posición del litodema también se conocen en afloramientos. Un ejemplo es el representado en la Figura 138. En ese corte una sección potente de serpentinitas y esquistos metabásicos superpuestos, cabalgan en la parte superior de la Formación La Sabina, a su vez cubiertos por la Formación Los Cedros.

Este tipo de secciones con repetidas transposiciones sobre una distancia de 3.0 km, observadas en el Pozo Estructural 2, el Pozo 17, los afloramientos de superficie (Figura 138) en Crucecitas y en la misma localidad de La Sabina (Figura 142); demuestran la posición del complejo de las serpentinitas y las rocas básicas asociadas, en el interior de una gran superficie de sobrecorrimiento, que sesga por el interior de un manto tectónico tumbado hacia el sur, cuya potente base de milonitas se hunde hacia el norte.

Estado de las serpentinitas y metabasitas en la localidad tipo.

Las serpentinitas se destacan por su fábrica esquistosa hasta intensamente milonítica. En la deformación extrema adquiere el aspecto de una papilla granulosa, desmenuzable con las manos; cuya foliación ha desaparecido por

completo y apenas se reconoce como serpentinita por su traza. Esta matriz de arcilla de color verde pálido, que a veces muestra manchas hematíticas por degradación de pirita, por su apariencia esponjosa, sugiere un medio favorable a la percolación de fluidos y/o gases. Bolsadas métricas de antigorititas foliadas, aparecen englobadas en la masa milonítica de serpentinita. Un stockwork de cuarzo, filoncillos de talco, crisotilo, clorita y tremolita cortan la matriz y los bloques de metabasitas encerrados en las serpentinitas.

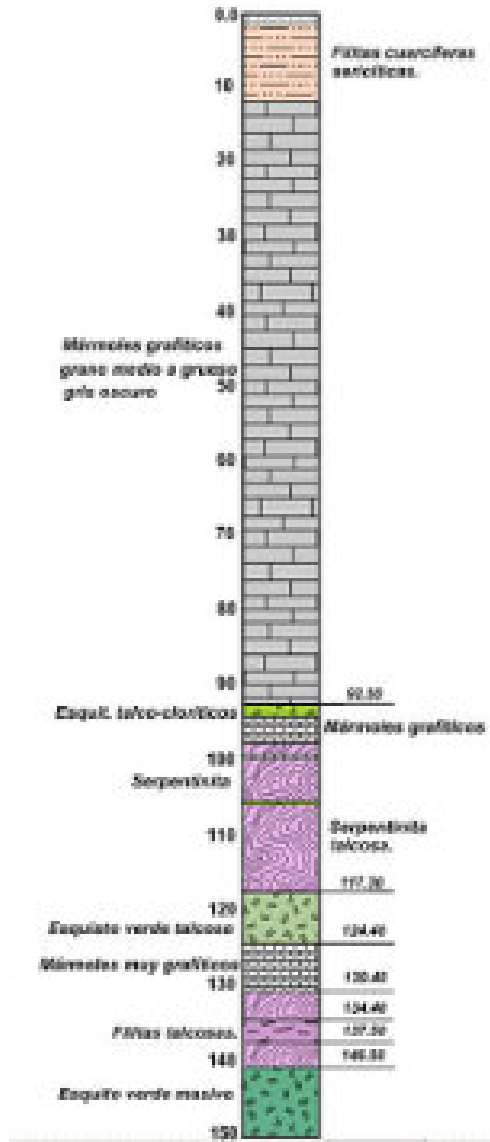


Figura. 144. Pozo 17. Profundidad 150.55 m. Coordenadas: N244.85 E584.05. Documentado por Zdenek Sučanek. Año 1977. (Expedición Escambray I).

En otros sitios las serpentinitas son de una fábrica ligeramente bandeada o estratificada. Otras veces son brechosas y fracturadas en segmentos poligonales con diaclasas rellenas de talco y actinolita, o como franjas replegadas y arremolinadas de serpentinitas menos alteradas, de modo que podrían interpretarse como restos menos deformados de la misma serpentinita. En esta variedad aún es posible encontrar restos extremadamente raros de cromita accesoria y un grado de alteración metasomática menos intenso.

Los metagabros siguen en importancia a las serpentinitas, cubiertos o rodeados por las serpentinitas (Figura 145). Por lo general quedan reducidos a budinas y clastos poligonales y bloques métricos, envueltos en una camisa foliada milonítica de serpentinita. Como son más duros, compactos e incluso poco esquistosos; afloran en pequeñas prominencias, a menudo con una banda visible de esquistos cloríticos-carbonatados, talcosos, entre el gabro y la serpentinita, donde a menudo se puede encontrar fuchcita y mucha actinolita.

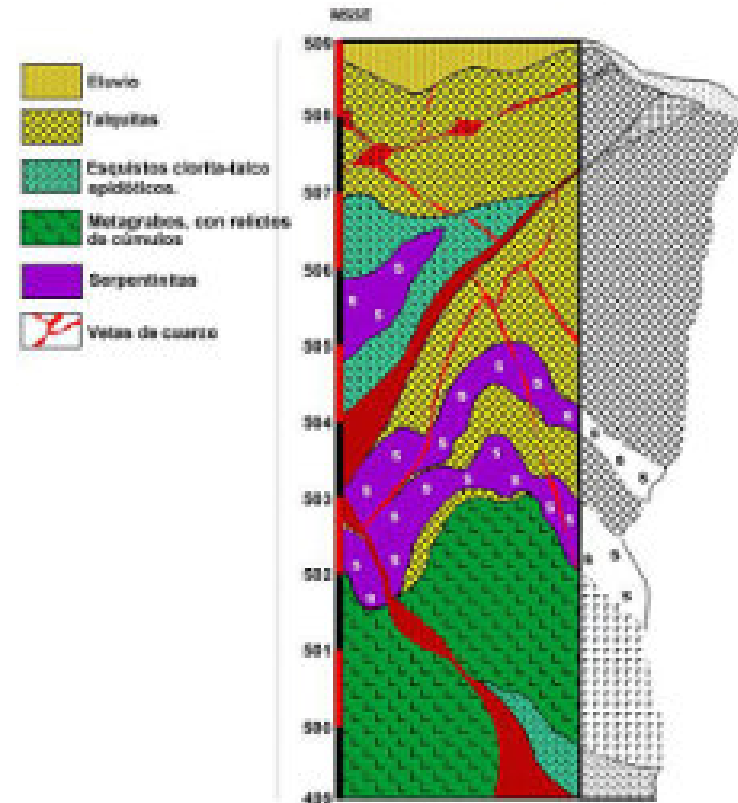


Figura. 145. Pozo minero, en el centro del depósito de talco La Sabina. En el contacto de los metagabros y las talquitas se encuentra fuchcita diseminada. Las superficies de contacto entre talquitas, serpentinitas y esquistos cloríticos a menudo contiene fibras de asbesto crisotílico (Gráfico de H. Álvarez-Sánchez, sobre un documento de campo de 1981).

En sitios menos deformados los metagabros muestran dos relaciones con las ultramafitas: Una cortante, que parece producir la mayor parte de los bloques fracturados dentro de las serpentinitas. Y otra concordante que puede estar representada por una parte de las capas de esquistos verdes que se han observado en varias secciones interestratificados con las serpentinitas en áreas de La Sabina; incluso en una sucesión rítmica (v. Figuras 142 y 144), sin apenas mezcla tectónica con las serpentinitas. Esta relación entre los gabros y las serpentinitas está bien establecida; aflora (v. et. Figura 138) y es un hecho significativo que se repite en muchas localidades, dentro y fuera de La Sabina. Es precisamente en los metagabros de La Sabina donde se identificaron restos de estructuras de cúmulos máficos (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992 ined.).

Las diabasas son menos abundantes. Muy fracturadas y alteradas son difíciles de separar de los metagabros alterados y de otros esquistos verdes intercalados en las serpentinitas. Si al principio se encontraban en forma de diques o inyecciones concordantes, estas posibles relaciones ya no se conservan en La Sabina. Solo se encuentran en forma de bloques redondeados o de aspecto tabular, aspecto éste último que sugiere un emplazamiento original como diques, aunque no hay prueba de tal deducción.

Otras rocas que participan de la estructura del litodema y mucho menos conservadas son los metabasaltos. Se trata de ocurrencias notables de restos de lavas básicas, asociadas a las serpentinitas y metabasitas gábricas y diabásicas del litodema (Figura 146).

El contacto con las serpentinitas se conserva en detalle. Las talquitas apo-serpentiníticas, rodean a los metabasaltos densamente fracturados. La configuración de almohada de los bloques probablemente conserva la forma efusiva primitiva; aspecto que se refuerza por la conservación de una estructura relíctica concéntrica en la superficie de algunos bloques. Los metabasaltos son de grano fino uniforme, inclusive afanítico, cloríticos, anfíbolitizados. El color es verde oscuro, casi negro. Muy agrietados, en las paredes de grietas se contienen rellenos de clorita escamosa, cuarzo, carbonato y minúsculas agujas de actinolita. En el contacto con la talquita, se encuentran fibrillas de asbesto crisotílico y laminillas de fuchita.

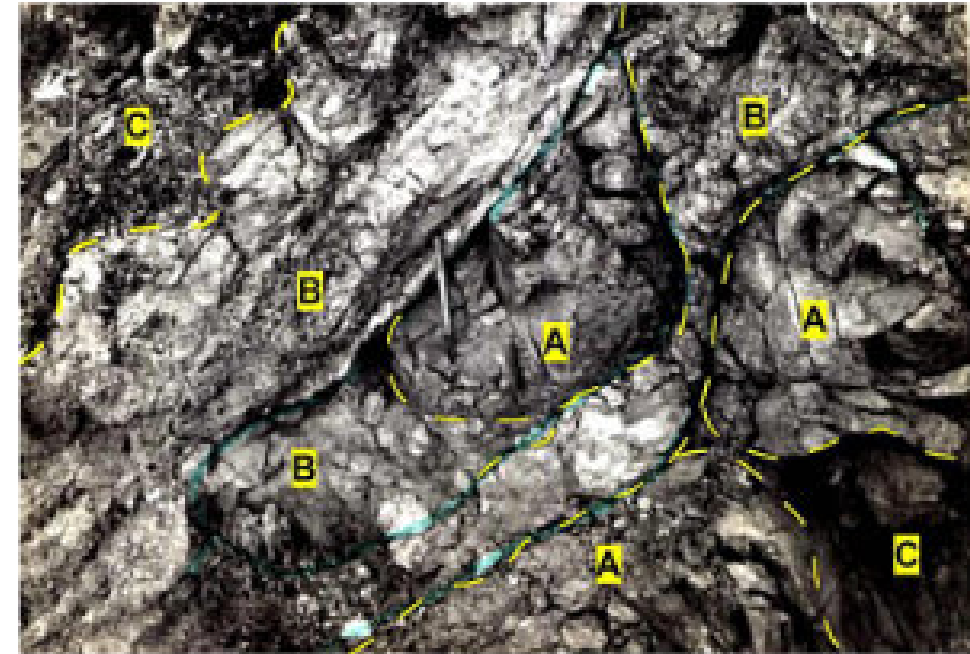


Figura.146. Pared en los cortes del terraplén Crucecitas-San Blas, región de La Sabina. Cúpula de Trinidad. A-Metabasaltos con estructura almohadada relíctica. B-Esquistos de talco. C-Metasilicitas y esquistos metasiliciclásticos metapelíticos. (Foto Duchan Dostal. 1983).

Serpentinitas y gabros; principales componentes del corte ofiolítico local, han sufrido las alteraciones de acuerdo a su composición primaria y derivaron en zonas de composición específica, la mayoría en forma de bandas de alteración de tipo blackwall, como se aprecia en la Figura 145. La suma de esta mezcla de fragmentos de metabasitas trituradas, bolsadas de serpentinitas foliadas y "harina" de serpentinita forman una masa desordenada, franjeada por masas de talco compacto.

Productos principales de la alteración.

Esquistos clorito-talcosos.

Esta variedad común se encuentra como lentes o franjas en los contactos de las serpentinitas con metasilicitas; o como bolsas englobadas por serpentinitas y en transición con ellas; o como cuerpos independientes a considerable distancia de las serpentinitas; con estructura interna pseudoestratificada; donde bandas centimétricas, de rareza métricas, varían de composición, aunque con clorita predominante. Gran parte de estos "esquistos verdes talcosos", representan zonas metasomatizadas de las metabasitas que forman elementos primarios de los esquistos Los Torres. Dentro de estas zonas son comunes los stockwork de cuarzo de finas venas centimétricas; coalescentes en vetas más gruesas hasta 1 m de potencia, enjambres y en ocasiones cuerpos aislados en forma de lentes o budinas con manganeso removilizado (Figura 147). Se trata de cuarzo monomineral de baja temperatura, de grano fino, a veces sacaroidal, y excepcionalmente con algunas partes de cuarzo hialino (geodas), que sugieren un proceso de descompresión, asociado con agrietamiento favorable a la circulación de las soluciones.

Aunque algunos de estos cuarzos sugieren originarse por secreción parietal; las relaciones cortantes orientadas por grietas expresan claramente su procedencia de soluciones externas. El metálico acompañante suele ser pirita, como una probable evidencia de la actividad de soluciones y origen hidrotermal del cuarzo.

En los sitios donde el litodema desarrolla potencias considerables; como en El Mamey y en el camino a Hoyo de Padilla, siempre se aprecian zonas metasomatizadas con numerosas vetas de cuarzo, que poseen salbandas zonadas parietales, ocupadas por rocas monominerales, tales como clorititas, epidiotas y talquitas; y más hacia el exterior y con mayor amplitud, aureolas de rocas clorito-actinolíticas, talco-tremolíticas y esquistos de asbesto.



Figura.147.Cuarzo de vetas de baja temperatura en el deposito de talco metasomático de La Sabina. Cuarzo fracturado en budinas poligonales (lozenge shapes) por finas líneas de cizalla (Foto. Álvarez-Sánchez, 1981).

Estas zonas alteradas rodean a los cuerpos de serpentinitas con una potencia proporcional a sus dimensiones. En cuerpos muy pequeños, no sobrevive el núcleo de las serpentinitas y en cuerpos mayores forma un halo de envergadura métrica, excepcionalmente una decena de metros, raramente mayor. Por su estructura y zonación de alteración bien definida, con el halo de clorita hacia la parte externa, son prácticamente una copia de la descripción clásica dada por Chidester (1961)⁵¹ para los blackwall en Vermont norte central.

Las asociaciones comunes en estas rocas son: Talco-tremolita-clorita-titanita ± metálicos y talco-tremolita-clorita ± epidota ± cuarzo

Esquistos clorítico-anfibólicos.

Las cloritolitas con anfíbol son frecuentes como variedad prácticamente monomineral. Son verde claro a incoloras al microscopio, escasamente talcosas a pesar de encontrarse en transición hacia las serpentinitas. Sin cambios de notar en su composición; en los afloramientos son finamente foliadas o en cambio, bandeadas, incluso localmente masivas. La clorita puede alcanzar hasta 90%, con tremolita, actinolita, rutilo, titanita y metálicos, solo como accesorios. La titanita se disemina en la masa en finos granos en menos de 1%; mientras los anfíboles aciculares (tremolita-actinolita) tienen orientación preferente. A veces contienen granate y clinozoisita. En ocasiones los anfíboles suelen abundar, en tal medida que pueden interpretarse como transiciones hacia los esquistos actinolíticos y actinolititas. Un ejemplo son los esquistos clorito-tremolíticos-actinolíticos de textura fibroblástica con clorita hasta 60% y anfíboles hasta 40% (Souček y Álvarez-Sánchez, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986). La asociaciones comunes de los esquistos cloríticos son: Clorita-rutilo-metálicos. Clorita-titanita. Clorita-tremolita o actinolita-titanita. Clorita-clinozoisita + titanita ± metálicos ± talco y clorita-granate-actinolita.

⁵¹ The ultramafic bodies consist of a central core of serpentinite surrounded, successively, by shells of talc-carbonate rock and steatite. A thin zone of blackwall a generally schistose rock composed essentially of chlorite separates the steatite from the country rock everywhere except where carbonate rock adjoins the ultramafic body there tremolite commonly is developed. (Chidester, 1961).

Esquistos actinolíticos (actinolititas).

Los esquistos actinolíticos son parte importante de las zonas de alteración, más próximas a las serpentinitas, metabasitas y a los esquistos verdes cloríticos talco-tremolíticos con carbonato. Son de color verde y fábrica planoparalela nematoblástica, pero también fibroso-radial, de grano medio, con grandes cristales prismáticos de actinolita, a veces de 1 a 3 mm o mayores. Además de actinolita hiapautomorfa (hasta 99%) contienen fuchcita, titanita; a veces rutilo y metálicos. La fuchcita se encuentra diseminada o en agregados en las actinolititas fuertemente carbonatadas por intensa metasomatosis calcítica. Las micas cromíticas en los esquistos actinolíticos talcosos indican que, además de la carbonatización, probablemente también ocurrió un proceso de lixiviación del cromo de las ultramafitas para formar fuchcita. Este proceso de lixiviación del cromo es conocido y se relaciona con una alta afluencia de potasio que lixivía el cromo de las rocas ultramáficas para formar mica de cromo a través de reacciones secundarias con otros silicatos (Martyn & Johnson, 1986; Karkalis, 2018).

Esquistos talco cloríticos carbonatados.

La metasomatosis carbonática es un fenómeno generalizado en el Escambray. Afecta a intervalos importantes de varias unidades estratigráficas, manifestándose por la recrystalización y cambios en la composición de secciones metasedimentarias, rocas ígneas, esquistos polimineriales y a las propias serpentinitas (Millán y Somin, 1981; 1985a; Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986).

Entre los esquistos cloríticos carbonatados son notables los esquistos carbonatados porfidoblásticos (**Figura 148**). Los porfidoblastos de carbonato alcanzan hasta un 15% de la roca, en una matriz de talco escamoso (hasta 70%) y clorita verde claro (hasta 15%) en escamas desorientadas hasta 0.15 mm, con epidota y tremolita (Souček y Álvarez-Sánchez, en Dublan y Álvarez-Sánchez, *ibid.*). Las asociaciones comunes son: Talco-clorita ± carbonato (porfidoblastos). Talco clorita-epidota-esfena ± carbonato ± cuarzo ± metálicos ± fuchcita.

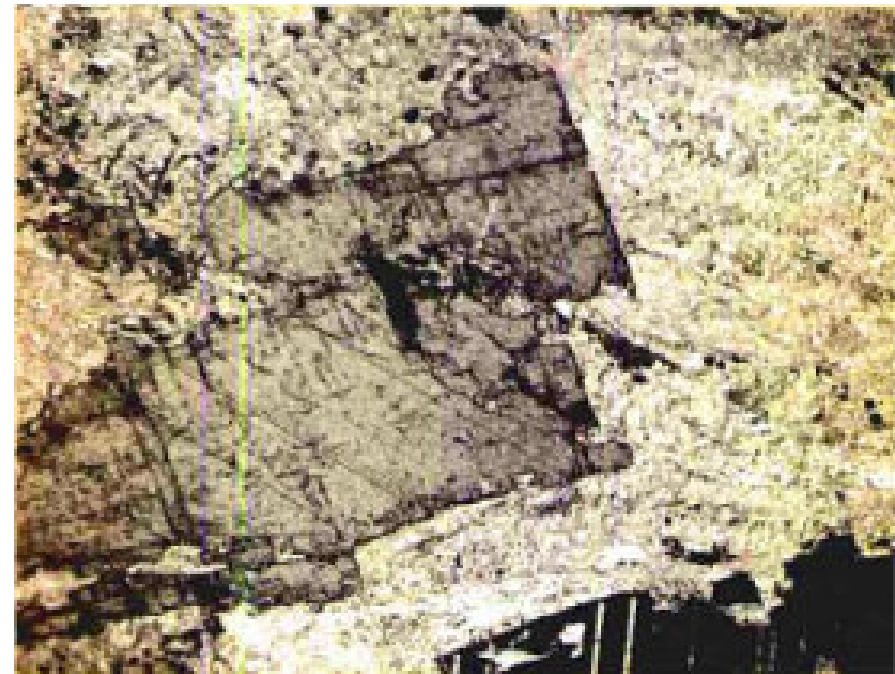


Figura.148.Porfidoblasto de carbonato en un esquisto talco-clorítico (SD. No. 812. X Nícoles. 24 X) (Foto de J. Souček; 1986).

Una variedad de los esquistos de serpentinitas carbonatadas se componen de una mezcla de serpentinita, calcita y clorita, en una trama fibrosa cataclástica que recuerda notablemente a las oficalcitas. Estas rocas se encuentran en raros afloramientos dispersos asociadas a los esquistos actinolíticos con fuchcita.

Esquistos masivos de talco (talquitas).

Una variedad llamativa de este complejo son los esquistos de talco; densos, muy compactos y pesados de grano muy fino, blandos y sedosos al tacto, de color blanco amarillento, ligeramente ferruginoso (**Figura 149**). Afloran como cuerpos lenticulares, o budinas, nidos, y masas de forma irregular y desordenada. Raras veces superan espesores de algunos decímetros y como excepción 1.5 a 2 m; en cuerpos casi siempre sin conexión, encamisados por serpentinitas alteradas y transiciones hacia las serpentinitas y las metabasitas. Estos cuerpos se han establecido con detalle, en excavaciones y perforaciones en la región de La Sabina.

El talco es impuro y contiene muchos accesorios (clorita, epidota, algo de cuarzo, esfena, hematita, hidrogoetita, magnetita y pirita). Al golpearlo revela sistemas de clivajes que lo hacen fracturarse en astillas en forma de cuñas. Esta particularidad se destaca en los derivados de serpentinitas, relictos expresados por restos de trama reticular y sombras de cristales de bastita, pero no presentes en los de metabasitas. En ciertas secciones de intensa metasomatización los esquistos de talco aparecen acompañados de esquistos de fábrica muy curiosa, compuesta por un esqueleto de fibras de asbesto de hasta 30 cm entre cuyas fibras se sitúan agregados de clorita-talco, epidota y actinolita. El contenido de talco alcanza hasta el 98% en esta variedad. Pero estos contenidos no son frecuentes y, por lo común, elevados contenidos de clorita, epidota y óxidos metálicos lo impurifican.

La asociaciones comunes son talco + clorita ± carbonato; talco + tremolita-actinolita; con epidota, titanita, esfena y cuarzo; este último diseminado pero también en vetas de cuarzo opaco, estrechamente ligadas a las masas de talco-clorita. En los estados más completos de alteración, las rocas pueden presentarse prácticamente monominerales (talco: 70%; clorita: 90%) hasta constituir, cloritolitas, epidositas y actinolititas con rutilo y **fuchsita**, a veces intensamente carbonatizadas por metasomatosis calcítica (Álvarez-Sánchez y Zamachikov, 1981; Souček y Álvarez-Sánchez, *ibid.*).



Figura.149. Budina de talquita compacta apoultramáfica, emparedada por metasilicitas, esquistos cloríticos y esquistos metapelíticos micáceos. Litodema Los Torres en la localidad tipo de La Sabina. Camino Crucecitas-San Blas. Cúpula de Trinidad (Foto. Álvarez-Sánchez, 1981).

Evidencias de relaciones primarias entre ofiolitas y metasilicitas.

¿Es este vínculo comprobado numerosas veces durante la cartografía del macizo; resultado de alguna aleatoriedad de la geometría de las superficies tectónicas o refleja un emplazamiento primario de las rocas ultramáficas?

En las salbandas de los cuerpos metasomáticos, las metasilicitas aparecen parcialmente convertidas en rocas talcosas tremolíticas, con la textura y los relictos de la roca original. Talquitas con relictos de serpentinitas se observaron intercaladas completamente dentro de secciones de metasilicitas y esquistos metapelíticos micáceos sin conexión con el cuerpo principal de serpentinitas (Figura 149).

La presencia de esquistos metasomáticos talco cloríticos, como cuerpos lenticulares emparedados entre las capas de metachert y otros metasedimentos; sugiere la interpretación de que los protolitos muy máficos, de las metasomatitas, ya se encontraban inalterados o solo serpentinizados entre las capas sedimentarias, antes de la metasomatosis; como diques concordantes de diabasas, inyecciones de gabros (Figura 145) y en forma de coladas de lavas básicas (Figura 146); posible expresión de una actividad magmática sincrónica con la sedimentación pelágica de gran profundidad. Si esta interpretación es plausible como prueba conceptual; la edad del emplazamiento de un magma original ocurrió simultáneamente con la sedimentación de la Formación La Sabina, con quien sufrió en conjunto el metamorfismo regional.

Las bandas de alteraciones de tipo blackwall y las similares a listwanitas, tanto en la localidad tipo de Los Torres como en otras localizaciones conocidas con un despliegue amplio de las alteraciones (v. *et.* Figura 95. T2); contienen micro y mesoestructuras de foliación y plegamiento que reproducen las representadas en lo externo de los bloques afectados por las alteraciones. Estos rasgos sugieren que la metasomatosis ocurrió *in situ*; cuando el complejo rocoso se encontraba fragmentado y plegado o poco después; con la ruptura de la secuencia magmática original; que de ordenada se convirtió en una mezcla bajo condiciones de ductilidad, proceso favorecido por el contraste de competencia entre rocas rígidas (gabros, diabasas, lavas basálticas) y plásticas (peridotitas serpentinizadas). Cuesta pensar que tales estructuras delicadas puedan conservarse y sobrevivir a un desplazamiento de fluencia tectonoplástica por una distancia considerable, para terminar insertadas a presión entre las secuencias de la Formación La Sabina.

Relaciones de control regional que sugieren un vínculo primario.

Cuerpos de ofiolitas situados en niveles estratigráficos específicos dentro del Grupo La Sierrita, pueden sumarse como evidencias significativas para ilustrar sobre las relaciones de emplazamiento primario y sobre el propio origen de la asociación de las serpentinitas y basitas. Aunque podría pensarse en coincidencias determinadas por factores físicos, como comportamiento mecánico de las unidades líticas en su movimiento bajo compresión o respuesta de fluencia de las serpentinitas ante la búsqueda de alivios ante dicha compresión; también se puede interpretar en función de un vínculo primario entre el Grupo La Sierrita y las ofiolitas; independiente de los factores de la deformación. Este caso viene a sumarse a otros numerosos, donde los cuerpos de serpentinitas aparecen situados en una posición regular, en un nivel entre la parte superior de la Formación La Sabina o la Formación Yaguanabo y la Formación El Tambor (Figura 150) en el resto del territorio Escambray. La situación espacial de las rocas ofiolíticas no es caótica en el Escambray, ni siquiera en aquellas masas de serpentinitas tectónicas de soporte de rocas heterogéneas. A estas regularidades de posición; interpretables como resultado de una relación primordial, se suman el resto de las evidencias ya expuestas; entre las cuales desempeña un papel fundamental la relación estratigráficas de transición y sucesión entre las Formaciones Los Cedros; Loma Quivacán, Yaguanabo y La Sabina y el hecho de que este grupo de formaciones son parte de un complejo coetáneo, reflejo de la permanencia de condiciones comunes dentro de un dominio tectono-sedimentario específico.

Por una cuestión de rigor. Estas deducciones que apoyan los vínculos primarios entre las ofiolitas y la Formación La Sabina, pueden ser ciertas para unas localidades específicas. No obstante, existen causas que afectan la edad general del proceso y su localización para que puedan no ser rigurosamente ciertas para la totalidad del dominio Escambray. Entre las principales: Las fases sucesivas de plegamiento con las deformaciones cinéticas inherentes que provocan la removilización de las serpentinitas para insertarse en diversas localizaciones y la probabilidad de varias etapas de difusión de fluidos en el Escambray, separadas en el tiempo y los fenómenos de epigénesis asociados a ellas, capaces de enmascarar como ofiolitas a secciones de rocas no pertenecientes al corte ofiolítico.

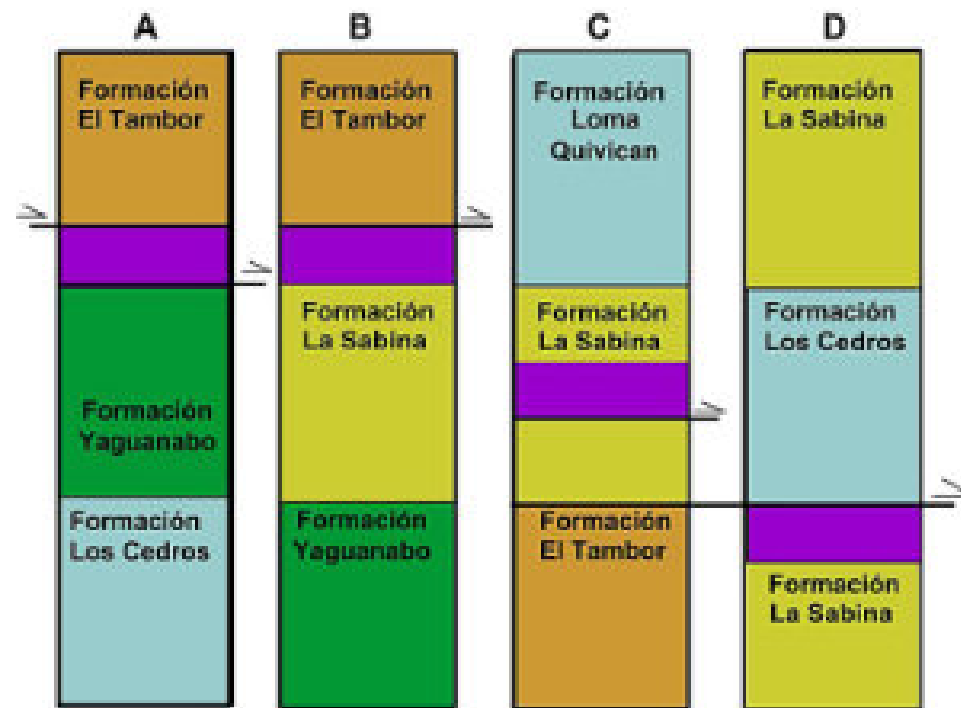


Figura.150. Columnas esquemáticas de la posición de las ofiolitas. A-Extremo sur del Valle de Yaguanabo. B-Extremo norte del Valle de Yaguanabo. C-Regiones de La Sabina y Hoyo de Padilla. D-Región de Crucecitas-El Nicho.

10.1.5. Formación El Tambor.

Autores.

Guillermo Millán Trujillo, Humberto Álvarez Sánchez y Mark L. Somin.

Primera referencia.

Dublan, L., Álvarez Sánchez, H. (Editores) et al., 1986, Informe Final del levantamiento geológico y evaluación de los minerales útiles en escala 1:50,000 del Polígono CAME-I, Zona Centro. Centro Nacional del Fondo Geológico. La Habana. 1,402 Págs. 250 mapas. (Inédito).

Primera publicación.

Millán, G. y Somin, M. L., 1985a, Contribución al conocimiento geológico de las metamorfitas del Escambray y del Purial. Reporte de Investigación Nº 2. IGP. Academia de Ciencias de Cuba. 74 Pág.

Historia.

En el período 1983-84, durante los trabajos de la Expedición Checoslovaca-cubana Escambray II; Millán y Álvarez-Sánchez distinguieron unos cortes peculiares de metaareniscas polimícticas de estratificación rítmica, mármoles coloreados, esquistos verdes vulcanoclásticos y brechas, aflorados en la mitad occidental de la Cúpula de Trinidad. En el corte regional estas rocas descansaban sobre las Formaciones Yaguanabo y La Sabina, incluso en transición con estas formaciones, por esa época ya integradas en un grupo provisional llamado Crucecitas. La unidad fue llamada Formación El Tambor por Millán y Álvarez Sánchez definida como una nueva formación en Dublan y Álvarez Sánchez *et al.* 1986 (epígrafe III.2.3.4.2.). La Formación El Tambor y los derivados litológicos de los Miembros Monforte y San Blas, separados más tarde, nunca se distinguieron o separaron de la estratigrafía previamente conocida en algún trabajo anterior de la geología del Escambray. El estudio de tales secciones y el examen de los mapas levantados,

tanto por la primera expedición (Stanik, *et. al.*, 1981) como por Millán y Somin (1981), demostraron que estas rocas se cartografiaron erróneamente como secciones de metaterrígenos jurásicos o mármoles de su corte mediano.

Origen del nombre.

El Tambor (o Santa Rosalía) es una pequeña localidad agrícola dedicada al cultivo del café, situada en el extremo Sur del Valle de Yaguanabo, Cúpula de Trinidad. De este lugar se deriva el nombre de la Formación El Tambor.

Sinónimos.

Hasta 1985 (Millán y Somin, 1985a) ninguna de las unidades litoestratigráficas o litodémicas del Escambray podía ser equiparada con la Formación El Tambor por sus particulares rasgos litológicos, mecanismos de sedimentación y posición estratigráfica.

Distribución geográfica. Área Tipo.

Extensos afloramientos de la Formación El Tambor ocupan amplios espacios ajustados al límite externo occidental de la Cúpula de Trinidad (Figura 102) en el triángulo del extremo SW del Valle de Yaguanabo, hacia La Sierrita y el Valle de San José. Los afloramientos alcanzan las regiones del Hoyo de Padilla y Hoyo de San Narciso hacia el NW, a partir de cuya región se extienden por el este a las regiones de La Sabina y El Nicho, prolongándose hacia Loma Quivacán y en la dirección de San Blas, hacia el SE

Esta es el Área Tipo de la Formación El Tambor y también el área de máxima propagación del Grupo La Sierrita, como unidad coherente.

La Formación se presenta en el plano regional como un vasto cinturón alargado decenas de kilómetros, dividido en segmentos por fallas regionales. Esta disposición obedece, tanto a sus relaciones estratigráficas íntimas, como a significativas razones estructurales, relacionadas con el nivel ocupado por esta Formación en las unidades de mantos tectónicos. En dirección al oriente, la frecuencia de los afloramientos disminuye, y la Formación queda paulatinamente cubierta por cabalgamientos de los nappes de mayor grado metamórfico. Este comportamiento se acrecienta en la Cúpula de Sancti Spiritus, donde no se conocen convincentemente afloramientos de esta Formación.

Localidad Tipo..

La Localidad Tipo se encuentra situada en los cortes expuestos en la proximidad del caserío de El Tambor, también llamado Santa Rosalía. Dentro de su entorno también se encuentran la Sección Tipo y el Holoestratotipo, correspondiente a la parte innominada de la Formación El Tambor.

Sección Tipo. Holoestratotipo.

La Sección Tipo de la Formación El Tambor fue definida por Millán y Álvarez-Sánchez (en Millán y Somin, 1985 a) y se encuentra localizada en el terraplén accesible desde la carretera asfaltada Trinidad-Cienfuegos, a lo largo de la derivación a Majagüilla y hacia el poblado de Yaguanabo Arriba. La Sección Tipo se encuentra en este terraplén entre los puntos: Inicial N227.98 y E583.10 y Final N229.10 y E583.28. Hoja Camilo Cienfuegos 4181 Ic. 1:25,000. (**Figura 151**).

Composición litológica general.

La Formación El Tambor es una unidad potente, clástica y en parte calcárea, que conserva las estructuras primarias sedimentarias que revelan su carácter de estratificación rítmica. Su composición principal es terrígena, cuya matriz puede ser, alternativamente carbonatada; con intercapas de rocas calcáreas y no calcáreas, incluso de esquistos negros grafiticos. Las rocas predominantes son las metaareniscas y derivados detríticos de mayor finura de sedimento arcilloso. A estas secciones detríticas se suman esquistos derivados de material vulcanógeno

predominante, cuarcitas metasilíceas, brechas y mármoles de diferentes composiciones y texturas, localmente predominantes sobre las rocas detríticas. Cuando poco meteorizadas; son de tonos pardo oscuro a verde grisáceo, a veces amarillento y hasta casi negro en los cauces fluviales profundos; tonos causados por la gran cantidad de laminillas de clorita en la matriz y, en ciertos cortes, por un contenido acrecentado de grafito, aunque menos frecuentes.

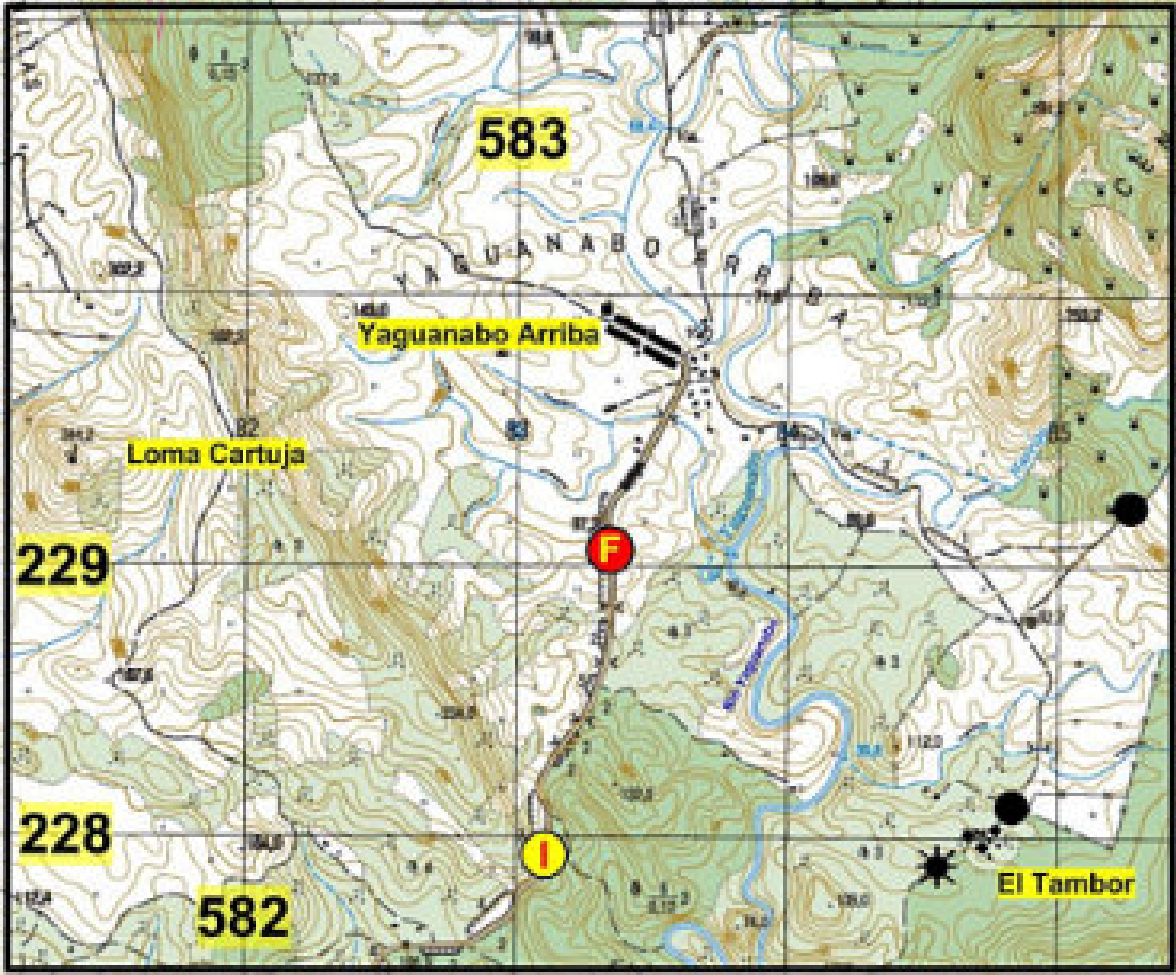


Figura.151. Localidad Tipo y Holoestratotipo de la Formación El Tambor. Las coordenadas Lambert del punto inicial: N227.980-E583.100. Las del punto final: N229.100-E583.280. Hoja Topográfica Camilo Cienfuegos. 4181 lc. 1:25,000. Edición 2011. (según gráfica de Álvarez-Sánchez, 1991).

Metaareniscas y metalimolitas.

La mayor parte de la Formación se compone de metaareniscas polimícticas, reconocibles por la conservación de sus integrantes litoclasticos de rocas volcánicas, plagioclasa y cuarzo y las variedades detríticas equivalentes pero de grano más fino (metalimolitas y metapelitas). En las areniscas de grano grueso se advierte claramente su carácter polimíctico. Al microscopio revelan su composición proveniente de rocas volcánicas con fragmentos relícticos de rocas básicas y plagioclasa en matriz cloritizada muy fina. Por sus características sedimentarias y composición, propiamente, estas rocas pueden tratarse como **grauvacas** metatufíticas (Figura 152). La estratificación, la estructura de grano originales y la composición fragmentaria se conservan bien. Son de grano fino por lo común, pero con cierta frecuencia son de grano grueso, a veces con textura relíctica de microbrechas⁵². En las capas es visible su transito hacia metalimolitas y estas a metapelitas, con finas intercapas de esquistos calcáreos azul grisáceos y mármoles coloreados de tonos verdes y rosáceos. *Las metaareniscas muestran un intenso clivaje penetrativo que corta*

densamente la laminación primitiva a un ángulo bajo y crea una apariencia de boudinage en masa con la ruptura de los estratos finos. Este rasgo se aprecia con mucha frecuencia y se puede relacionar con la formación de budinas pinch and swell, observadas por Millán y Álvarez-Sánchez (1992). Estas variedades líticas forman capas graduadas de algunos decímetros a metros, desde una base de arenisca en ritmos de varios metros de potencia; adelgazándose hacia el tope de capas finas metapelíticas. En los afloramientos frescos son rocas verde oscuro, casi negro a verde claro, a gris claro a gris azulado.



Figura.152. Esquistos metaterrígenos (metagrauvascas tufíticas) con intercalaciones de esquistos metapelíticos con estratificación conservada marcada por las metaareniscas. Formación El Tambor. Holoestratotipo en el Valle de Yaguanabo. Sur de la Cúpula de Trinidad. (Foto L. Bernal. IGP. 2010).

Metaareniscas carbonatadas.

Otras metaareniscas poseen matriz carbonatada y ocurren próximas a las de matriz silíceas con transiciones algo bruscas. No cambia la composición lítica ni la estratificación (Figura 153). En algunos casos tales transiciones podrían relacionarse con una metasomatosis carbonática de secciones locales de las areniscas. En otro caso no se excluye que se trata de facies de calcarenitas y calcilitas impuras o margas con mucho material vulcanoclastico redepositado que transitan a mármoles blanquecinos impuros. Tal parece ser lo último más probable, a cuenta de secciones en las que las areniscas carbonatadas se estratifican en ritmos monótonos con mármoles de tonos verdes y rosáceos, discretamente detríticos, derivados de calizas arcillosas o quizá margas. Los mármoles forman finas intercalaciones en capas desde centímetros a decímetros. En general, las areniscas muestran similares asociaciones minerales con clorita + epidota + actinolita + mica blanca + albita y carbonatos. Las proporciones cambian según la caracterización de un tipo u otro. Las grauvascas oscuras de matriz silícea o metavulcanoclastica contienen mucha clorita e hidrobiotita, mientras en las carbonatadas la calcita se presenta generalmente mayoritaria con albita profusa y mica blanca.

⁵² El contenido de material volcánico permitiría llamarlas "tufitas líticas"; una roca vulcano-sedimentaria, al menos con un 50% de piroclastos cementados (Dott, 1964).



Figura.153. Facies con cemento calcáreo Formación El Tambor. Holoestratotipo en el Valle de Yaguanabo. Sur de la Cúpula de Trinidad. (Foto L. Bernal. IGP. 2010).

Metapelitas.

Las metapelitas foliadas coronan los ritmos de areniscas en calidad de componente aparentemente minoritario a causa de su menor espesor. En realidad son tan frecuentes como las areniscas y yacen en secciones de volumen equivalente. Incluso pueden predominar en algunas secciones en paquetes métricos, en cuyo caso suelen acompañarse de capillas rítmicas centimétricas de unos mármoles coloreados. Tanto las metaareniscas, metalimolitas como las metapelitas, poco meteorizadas; se destacan por tonos de un pardo oscuro a verde grisáceo, a veces amarillento. Los colores verdosos de estas rocas se deben a la gran cantidad de laminillas de clorita en la matriz, compuesta por feldespato-cuarzo-mica blanca o calcita. Alcanzan un tono casi negro en los cauces fluviales profundos y, en ciertos cortes, por un contenido acrecentado de grafito y clorita.

Intercalaciones calcáreas.

Las capas carbonáticas, derivadas de calizas intercaladas en los metaterrígenos son frecuentes en casi todos los afloramientos. Consisten de esquistos calcáreos y mármoles de grano fino a medio, a veces con un aspecto detrítico, posiblemente derivados de calcarenitas o margas. De espesor muy variable, se presentan como laminillas de milímetros a algunos centímetros a varios decímetros y como excepción hasta varios metros, alternadas dentro de los metaterrígenos. Las intercalaciones son rítmicas y aunque el espesor de las capas cambia frecuentemente la estructura rítmica no parece alterarse. Son de tonos verdes, rosados gris muy claro y hasta blanco, que recuerdan mucho los mármoles de la Formación Loma Quivacán. De rareza son oscuros y algo fétidos, con grafito y a menudo con una textura entre cataclástica o detrítica relíctica (¿calcarenitas?), en cuyo caso son de colores oscuros, pardo oscuro a chocolate. También parcialmente similares a ciertos mármoles de la Formación Loma Quivacán. Cuando los mármoles coloreados predominan en el corte del Miembro Monforte, presentan una asociación mineral frecuente con clinozoisita, albita, mica blanca, clorita, actinolita, esfena $\pm$ hidrobiotita $\pm$ granate; más variada si se compara con los mármoles del Grupo San Juan, caracterizados por su mayor pobreza mineral metamórfica. La calcita y la albita son

los minerales predominantes. En un afloramiento observado al sur de La Sierrita, un mármol de grano grueso contenía fragmentos irreconocibles con aspecto de una lumaquela recrystalizada (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992). Esta observación, aunque aislada, sugiere cambios importantes en la profundidad de los fondos probablemente causadas por oscilaciones del litotopo.

Metasilicitas.

Otras rocas menos comunes son las metasilicitas. En los afloramientos se observan aisladas en capas decimétricas y de potencia métrica (hasta 10 m) solo en una ocasión. Se derivan de protolitos estratificados de tipo chert. Son análogos a los metachert de la Formación La Sabina. Probablemente tienen el mismo origen y, como ocurre en esa unidad, contienen manganeso. Con las metasilicitas se relacionan de modo poco claro unos mármoles azulosos a gris muy oscuro casi negros, grafiticos, aflorados en la parte superior de la Formación que podrían confundirse con mármoles del Grupo San Juan. No obstante, las metasilicitas de la Formación La Sabina también muestran esa relación con mármoles negros, por lo visto normal. También las metasilicitas parecen relacionadas con unos esquistos negros grafiticos (v. Figura 158). Se observaron por Stanik *et al.* 1981 y se atribuyeron a la parte superior de la Formación Yaguanabo. En realidad estos peculiares esquistos en cortes potentes pertenecen al Miembro San Blas de la Formación El Tambor.

Esquistos verdes apovolcanógenos.

Hacia la región del Hoyo de Padilla-San Narciso, al norte del poblado de La Sierrita, los cortes de la Formación El Tambor presentan ciertas diferencias con las secciones típicas observadas al Sur. En esa región la Formación contiene una elevada participación de esquistos verdes que parecen derivarse de un protolito tuftico o de verdaderas tobas redepositadas con escaso traslado. En un caso se observó un cuerpo de rocas verdes muy similares a los ortoesquistos de la Formación Yaguanabo, descritos en una localidad de la Formación Yaguanabo (Figura 129). La posición de este cuerpo con rasgos de lavas o cuerpo subvolcánico no está clara y podría tratarse de un bloque deslizado en el interior de El Tambor. Millán y Álvarez-Sánchez (1992, *inéd.*) consideran que el vulcanismo Yaguanabo se extinguió al comienzo de la sedimentación de El tambor, cuyos esquistos verdes (metalimolitas y metapelitas cloríticas) en las localidades más características, son más bien derivados detríticos de piroclastos redepositados o de arcillas producto de la alteración de rocas volcánicas primarias.

Brechas.

Rocas clásticas de grano grueso hasta el orden de brechas de bloques son poco frecuentes en los afloramientos (**Figura 154**) y se relacionan exclusivamente con las areniscas. No se observan en ellas clastos exóticos y al parecer son cognadas. Los fragmentos, angulosos o de forma lenticular, consisten de un mármol finamente laminado de tonalidad azulosa, observado en afloramientos próximos en capas delgadas de algunos decímetros. Otros clastos de la brecha son también nativos y consisten de una metaarenisca masiva polimíctica muy compacta. La matriz de los clastos es arenosa fuertemente cementada, por una masa pardo rojiza ferrosa, hematítica, o de manganeso. Las rocas que sirven de sustento a la brecha se muestran como una masa desordenada, terrosa en las que flotan unas concreciones esponjosas de limonita.

Estas brechas aunque poco vistas, son interesantes. Por su aspecto son comparables a las brechas ferralíticas que suelen observarse en la superficie de las cortezas de meteorización. Pero su posición dentro de secciones de origen marino permite suponerle un origen exhalativo, singenético. Como se verá en párrafos siguientes, esta hipótesis es coherente con el perfil metalogénico de la Formación El Tambor.



Figura.154. Brechas de la Formación El Tambor. Las flechas indican la fuente muy cercana de clastos de mármoles azules. Holoestratotipo en el Valle de Yaguanabo. Sur de la Cúpula de Trinidad. (Foto L. Bernal. IGP. 2010).

10.1.5.1. Miembro Monforte de la Formación El Tambor.

Autores.

Humberto Álvarez Sánchez y Guillermo Millán Trujillo.

Descripción original.

Franco Álvarez, G. L., et al., 1992, Léxico Estratigráfico de Cuba. Primera Edición. ISBN 978-959-7117-35-3. Editorial: Centro de Nacional de Información Geológica, La Habana. (pag. 350).

Primera publicación.

Huelves Alonso De, J. y Colectivo de autores, 2013, Léxico Estratigráfico de Cuba. Tercera versión. *Inst. de geol. y Paleont. Serv. Geol. de Cuba. La Habana. Cuba. ISBN: 978-959-7117-58-2.*

Historia.

Durante la cartografía de la región SW de la Cúpula de Trinidad (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992 inéd.), al sur del poblado de La Sierrita, se observó una sección potente de rocas calcáreas, metaterrígenas, silíceas y metatufáceas muy característica, con predominio de mármoles coloreados de tonalidades no habituales en las rocas calcáreas del Escambray. Interpretado como un posible olistolito de la Formación Loma Quivicán, los posteriores reconocimientos en el sector de La Sierrita aclararon la posición verdadera de esta peculiar sección. Yace completamente dentro de la Formación El Tambor, por cuya razón se describe como Miembro de esta Formación.

Origen del nombre.

Se deriva del caserío rural de Monforte, situado a 2.5 km al Sur del poblado de La Sierrita. De esta localidad parten caminos transitables que unen a La Sierrita con diferentes localidades geológicamente notables de la región en los poblados de San José; Yaguanabo y El Tambor y que permite conectar con la ciudad de Trinidad por la carretera asfaltada del circuito sur.

Localidad Tipo. Sección Tipo.

La Localidad Tipo se refiere a los alrededores del poblado de Monforte (Figura 155), sobre todo al SW de esta localidad; donde en la proximidad inmediata del terraplén La Sierrita-San José se pueden observar los afloramientos típicos. Las coordenadas Lambert aproximadas del centro de la localidad son: Norte: 238.48 y Este 574.15. La Sección Tipo se inicia a unos 100 m al WSW de Monforte, en el cauce del Arroyo Gavilancito que discurre hacia el NW y se extiende unos 260m en una sección casi continua con buen afloramiento a lo largo de un relieve suavizado de la depresión entre las alturas de Cerro Pico Blanco y la Loma de Los Cacaos, formado por promontorios de escasa altura. El afloramiento es prácticamente constante (Figura 156). El Miembro Monforte se ha reconocido en dos localidades relativamente distantes entre sí: los alrededores del poblado de Monforte y en el Valle de Yaguanabo.

Composición litológica del estratotipo.

El corte del Miembro Monforte se distingue por la contribución dominante en el corte de unos mármoles coloreados por impregnaciones metálicas, destacados previamente en la sección normal de El Tambor como intercalaciones. Una característica resaltante en esta unidad, es la elevada saturación de manganeso probablemente de origen exhalativo. El contenido de manganeso disperso contribuye a la coloración llamativa de las rocas en mayor medida que la meteorización. A partir del cauce del Arroyo Gavilancito se repiten las secciones de mármoles, en paquetes entre 5, 10 y 20 m de potencia y capas individuales de 1 m a 0.5 m, intercalados entre paquetes de metasilicitas y metaareniscas de tonos verdosos, rosáceos que parecen derivarse de grauvas y tufitas (Figura 156). Estas rocas, en la continuación de la sección, alternativamente predominan sobre los mármoles coloreados, mientras que en siguientes secciones predominan las rocas carbonatadas sobre las metaterrígeno-silíceas. La roca más notable y diagnósticas de este Miembro son los mármoles de tonos claros. Comúnmente son verdes, grises muy claros, gris verdoso, blancos, rosáceos y hasta violáceos. Contienen bandas de esquistos calcáreos impuros, polimineriales compuestos calcita-cuarzo-albita-mica blanca-clorita-epidota-esfena y, ocasionales grandes cristales de granate incoloro, aplastados por la esquistosidad dominante; alterados por clorita y mica blanca. Estas bandas suelen alcanzar unos centímetros de potencia y menudear en el corte, resaltando el bandeo metamórfico y mineral de los mármoles, cuyo intenso plegamiento revela muy bien sus mesoformas.

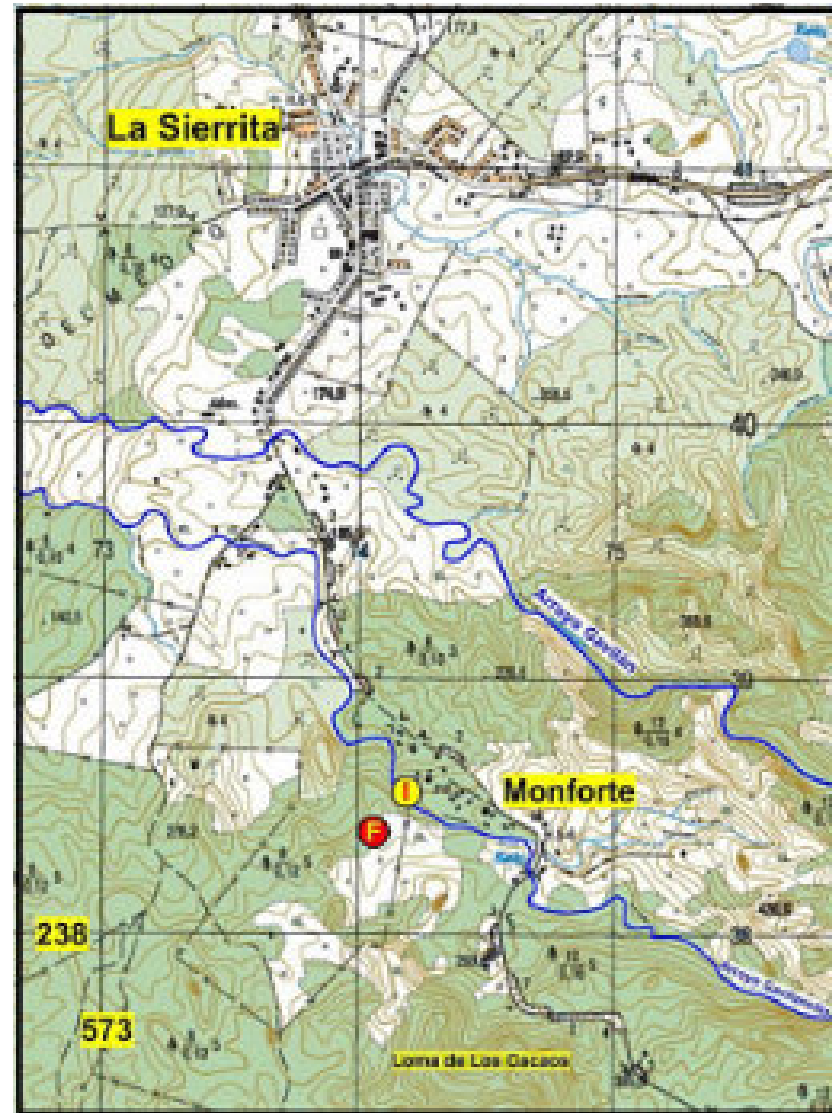


Figura.155. Localidad Tipo y Holoestratotipo del Miembro Monforte de la Formación El Tambor. Las coordenadas Lambert del Punto Inicial son: Norte 238.50 y Este 574.30 y del Punto Final: Norte 238.40 y Este 574.07. Hoja Topográfica La Sierrita 4181 IV-b. 1:25,000. Edición 2011. (según gráfica de Álvarez-Sánchez, 1991).

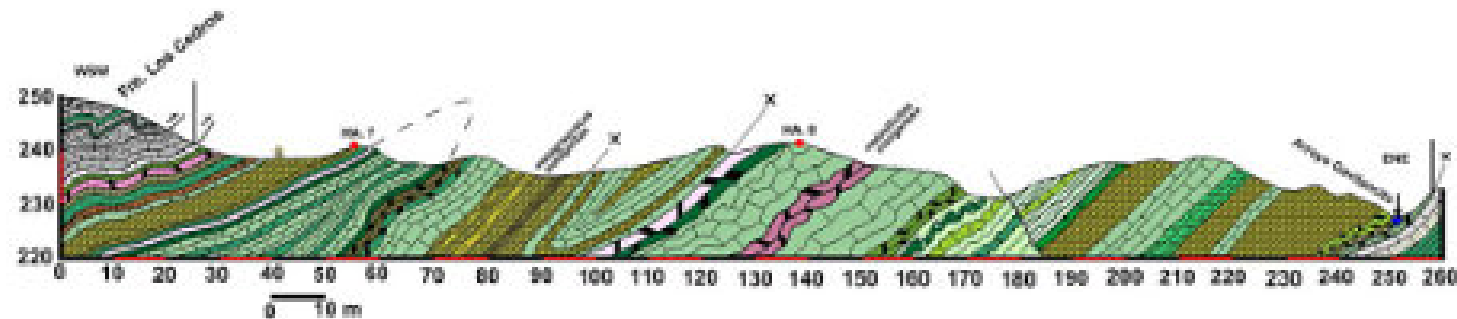


Figura.156. Perfil esquemático por el Holoestratotipo del Miembro Monforte. Formación El Tambor.

Mármoles.

Los mármoles coloreados del Miembro Monforte, son completamente inconfundibles. Una litología integrante de la unidad contribuye notablemente a su distinción. Estas son las metasilicitas muy saturadas de manganeso, en intercalaciones delgadas o como paquetes de algunos metros de potencia. Son de color verde rosáceo a verde claro a chocolate oscuro. Equivalente papel lo representan las metaareniscas que se expresan rítmicamente, aunque subordinadamente en la sección, cuya composición parece indicar que se derivaron de un protolito de verdaderas grauvacas. Son graduadas en finos intervalos coronados por metapelitas lustrosas. Unos esquistos epidoto-cloríticos, al parecer retrógrados, se observan intercalados en las capas de metagrauvacas cuya composición y textura representa sedimentos vulcanomícticos, probablemente tufitas, redepositadas en la sección.

10.1.5.2. Miembro San Blas de la Formación El Tambor.

Historia.

Millán y Díaz Machín (1988), en la región de San Blas de la Cúpula de Trinidad, destacaron unos esquistos negros, mármoles y metasilicitas; muy grafiticos, llamándolos Formación San Blas y considerándola equivalente de la Formación El Tambor, definida en 1983. Esta facies de esquistos negros era de espesor y área aflorada, solo en la localidad de San Blas. Por tanto, más real denominarla como miembro de la Formación El Tambor y no como "Formación San Blas"; ya que numerosos sitios con esquistos grafiticos menudean en el territorio sin una clara relación con El Tambor (o ninguna). Tal precisión se realizó; desde un campamento permanente en la localidad de La Sierrita por Millán y Álvarez-Sánchez (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, *inéd.*), quienes establecieron la composición actual de la Formación El Tambor y su división en los Miembros Monforte, San Blas y la parte innominada para secciones no diferenciadas.

Autores.

Guillermo Millán Trujillo y Humberto Álvarez Sánchez.

Descripción original y primera publicación.

Debe existir cierta confusión de fechas en los documentos. El nombre "Miembro San Blas" no existía en 1988, como aparece en la primera edición del léxico Estratigráfico de Cuba (Franco Álvarez *et al.*, 1992, pagina 438) ya que el nombre de ese intervalo litológico era Formación San Blas. Su definición como Miembro San Blas solo aparece en Millán y Álvarez Sánchez (1992, inédito). Dicho nombre y categoría estratigráfica no aparece en Millán y Somin 1985a (v. *et.* epígrafe 3.12) ni tampoco en Millán y Somin 1985b (v. *et.* pag. 21). Este mismo error o deficiencia en la sucesión temporal en el establecimiento de una nueva unidad litoestratigráfica se mantiene en la tercera edición del Léxico Estratigráfico de Cuba (Huelves Alonso *et al.*, 2013; pagina 300). Según tales antecedentes, el Miembro San Blas de la Formación El Tambor, no se ha publicado, a menos que se considere tal la descripción del Léxico Estratigráfico de Cuba (Huelves Alonso, *ibid.*).

Origen del nombre.

El nombre se deriva del poblado rural de San Blas, localizado en la carretera La Sierrita-Topes de Collantes. Parte occidental de la Cúpula de Trinidad, del Macizo metamórfico Escambray.

Localidad Tipo. Sección Tipo.

Se circunscribe a un área relativamente pequeña al este del poblado de San Blas. El Holoestratotipo fue definido en un corte continuo de la carretera La Sierrita- Topes de Collantes; al Este del poblado rural de San Blas (**Figura 157**). La unidad aflora en un cuerpo destacado a poco menos de 1 kilómetro al Este del poblado San Blas y, abarca un área de

unos 4 km². Existen excelentes afloramientos en el valle profundo del Río Mataguá, que disecciona profundamente al Miembro San Blas.

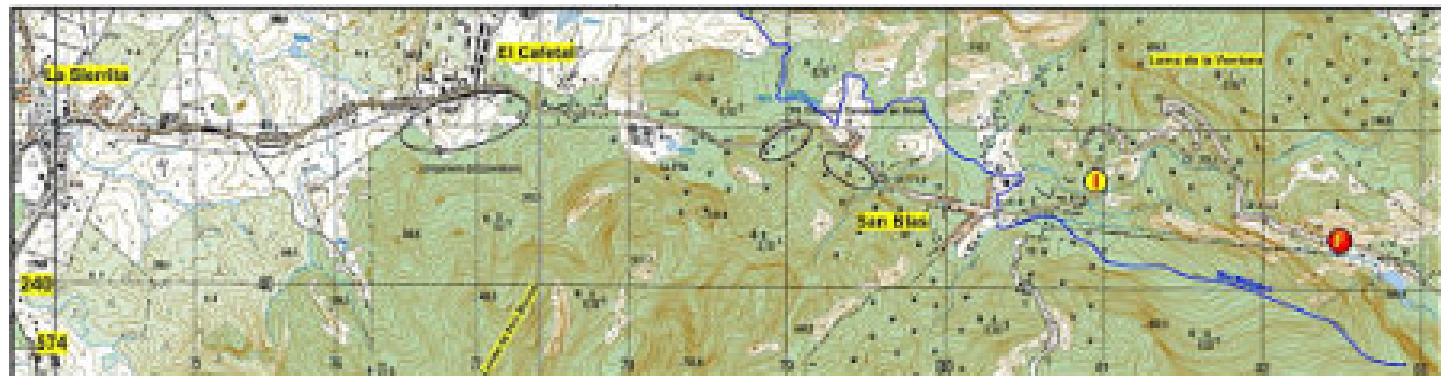


Figura.157. Situación geográfica del Holoestratotipo del Miembro San Blas. I: Inicial. F: Final. Coordenadas Lambert iniciales Norte 240.60 y Este 580.95 y finales 240.30 y Este 582.40 Hojas topográficas La Sierrita 4181-IV-b y El Sopapo 4181-I-a. Escala 1:25,000. Servicio Hidrográfico y Geodésico de Cuba. Las áreas delimitadas con óvalos son afloramientos de los esquistos negros San Blas. (Gráfica de 1992 actualizada a 1:25,000).

Composición petrográfica-mineralógica del Holoestratotipo.

El Miembro San Blas es una sucesión de esquistos metaterrígenos, metasilicitas y calcoesquistos muy impuros, estratificados. Los metaterrígenos son metapsamíticos finos y metapelíticos derivados de lutitas carbonosas (sapropelitas), en estratos milimétricos bandeados. En ocasiones intensamente carbonatizados secundariamente y caracterizados por la recristalización metamórfica de materia orgánica, resultante en una elevada saturación de grafito diseminado, o concentrado hasta constituir verdaderos esquistos negros grafiticos (Figura 158).

La sección de base comienza por los esquistos metaterrígenos muy grafiticos, con intercalaciones repetitivas de cuarcitas metasilicíticas también grafiticas. Hacia arriba dominan los metaterrígenos y las metasilicitas se subordinan, mostrándose solo en capillas muy delgadas. En el corte aparecen intercalaciones de mármoles grises hasta negros que pueden alcanzar hasta varios metros de potencia, con intercalaciones de esquistos calcíticos grafiticos. Los mármoles son de grano fino a medio, de tonos oscuros, hasta negros. Los últimos alcanzan contenidos de grafito de varios %s como norma. Las capas, a menudo convertidas en budinas, puede alcanzar desde algunos centímetros con finas intercalaciones de los esquistos negros metaterrígenos o formar paquetes de hasta 10 m, con intercalaciones de esquistos calcáreos bandeados, también grafiticos. Las metasilicitas se intercalan en capas finas desde algunos milímetros o centímetros que, a veces, forman paquetes de varios metros de potencia, frecuentes hacia la base, cuando el Miembro San Blas aflora en contacto con la Formación La Sabina. Las metasilicitas conservan estratificación primaria y se derivan de chert recristalizado. La saturación de grafito de San Blas lo distingue de la parte no dividida de la Formación.

Los esquistos metaterrígenos, característicos de la unidad, contiene asociaciones metamórficas con cuarzo-albita-mica-blanca-clorita-clinozoisita-epidota, con esfena y grafito. En ocasiones, con finas agujillas de actinolita. Los minerales accesorios son turmalina, apatito y pirita. En ocasiones aparecen bandas lenticulares enriquecidas en cuarzo y albita. En ocasiones, en los esquistos metapsamíticos más gruesos se conservan fragmentos detríticos relicticos de cuarzo y granos de circón semiredondeados. Las cuarcitas metasilicíticas contienen mica blanca y grafito y a veces también clinozoisita. A menudo, son granatíferas. Los esquistos calcíticos contienen cuarzo-albita-mica blanca-clorita-esfena-grafito y agujillas de actinolita.



Figura.158. Esquistos negros grafiticos del Miembro San Blas de la Formación El Tambor al sur del Valle de Yaguanabo. La sección es relacionada a la parte superior de la Formación Yaguanabo en el original. En realidad se trata del Miembro San Blas de la Formación El Tambor. Foto original de Bedrich Mlcoch de la Expedición Escambray I. 1981.

Rasgos metalogénicos.

Álvarez-Sánchez (1989, inédito) designó los esquistos enriquecidos en materia orgánica carbonosa del Miembro San Blas como candidatos para la mineralización aurífera microdispersa, sobre la base del levantamiento geoquímico de las Expediciones Escambray I y II y, al considerar factible la argumentación de Stanik (en Stanik *et al.*, 1981) sobre granitoides en el substrato del Escambray. Álvarez-Sánchez (*ibid.*) supuso que una mineralización microdispersa de oro de tipo "Carlin" (Tabla 6), podría existir en esta región, asociada a los esquistos negros de grafito (Álvarez Sánchez, *ibid.*); primera referencia sobre la posible existencia de este tipo de mineralización en el Escambray⁵³.

Una particularidad importante del Miembro San Blas es la alta concentración de pirita, con cristales de sulfuros de cobre. En los cortes fluviales profundos del Río Mataguá y los avenamientos confluentes desde el Macizo de Pico Blanco, los esquistos negros de San Blas contienen capas de metalutitas carbonosas con un 20% de pirita en la masa. Estos rasgos no son observables en los cortes superiores donde la meteorización ha convertido los sulfuros en hidróxidos de hierro,

⁵³ La amplia difusión de secuencias calcáreas finamente estratificadas, ricas en materia carbonosa, especialmente relacionadas a influencias volcánicas, los estadios de hidrotermas y la existencia de fuentes energéticas intrusivas, dan lugar a las premisas geológicas para la ocurrencia en el Escambray de depósitos auríferos de tipo Carlin (Álvarez-Sánchez, 1989. Primer Congreso Cubano de Geología).

Tabla.6. Características de los depósitos epitermales oro-plata de tipo Carlin.

Localización	Localizados en rocas entrampadas en zonas de sobrecorrimientos imbricados.
Control tectónico	La mineralización ocurre en masas de rocas bajo ventanas tectónicas cabalgadas por masas de sobrecorrimiento. Fallas normales de gran ángulo cortan los sobrecorrimientos y sirven de control principal de las menas.
Ganga	Rocas carbonatadas finamente laminadas, enriquecidas en materia orgánica (0.3-5%)
Alteraciones	Silicificación, argilitización, a veces dolomita secundaria, dickita, caolinita, illita.
Presentación del mineral	El oro ocurre en asociación con cuarzo y en el interior o junto con granos de pirita. El oro es de granulometría muy fina (micrones).
Control	Zonas tabulares intensamente silicificadas referidas a “jasperoides” como muy importante característica.
Secundarios	Venillas de calcita con barita, sulfidos, rejalgar, oropimente, stibnita y cinabrio
Geoquímica	Anomalías de arsénico y mercurio

En la región SW de la Cúpula de Trinidad, existe campos anómalos asociados con anomalías de cinabrio, plomo, zinc, cobre nativo y oro nativo, así como anomalías espectrales de antimonio, estroncio y molibdeno; acompañadas de scheelita (este último en pruebas de control de la Expedición Escambray I) (Figura 159).

Con este espectro de indicios, la Compañía panameña MinaAmérica Corp., a través de sus subsidiarias MinaAmerica Cuba, S. A. y Cabo Ventures Inc., con derechos concesionarios sobre la región SW de la Cúpula de Trinidad, realizó la exploración de un territorio de 1,032 Km². Los resultados del levantamiento geoquímico (Figura 160) de la parte central reveló el alto potencial del territorio. Mineralización enriquecida en oro (Tabla 7) y otros metales, es conocida como una regularidad en estas rocas con altas concentraciones de materia orgánica (Bagby and Berger, 1985; Large *et al.*, 2011).

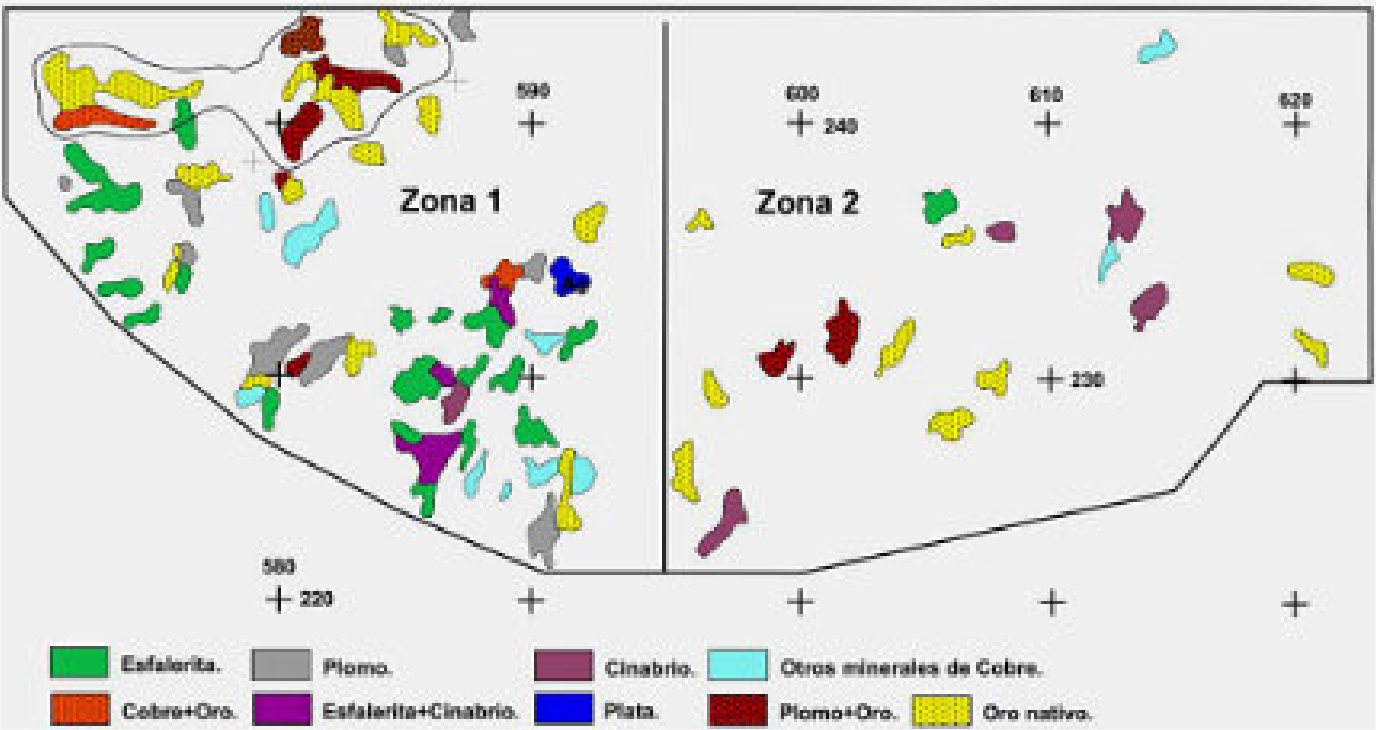


Figura.159. Esquema de las anomalías geoquímicas complejas de lavado de sedimentos (pannigs) provenientes del levantamiento geoquímico de la Expedición Escambray I (Stanik *et al.*, 1981). Este material sirvió a la Cia. MinAmerica durante 1994 a 1996 para delimitar el territorio a levantar separado en dos zonas pronosticas. Dentro de la figura de contorno sinuoso se encuentran anomalías de oro que parecen relacionadas con áreas de dispersión de los esquistos negros San Blas (Grafico de MinAmerica Corp. Panamá).

Tabla. 7. Esquistos negros de El Tambor (ppm) (Pardo y Rodríguez, 1993).

P/N	V	Cr	Co	Ni	Mo	Cu	Zn	Pb	Ag	Cd	Ba	Mn	Y	As	Au g/t)	Bi	Sn
LT-46	260	331	31	83	<10	59	59	44	6	4	233	1340	109	3	<0.05	<8	14
LT-47	307	357	32	117	10	68	132	44	14	6	667	3305	150	2	0.3	<8	20
LT-48	248	283	28	90	<10	110	69	42	8	4	674	2444	97	3	0.2	<8	<12
LT-49	328	364	53	154	20	122	195	45	16	3	1160	2594	152	3	0.3	11	24
LT-50	261	396	33	105	<10	49	104	42	16	5	<225	3940	146	3	<0.05	15	36

El enriquecimiento de minerales básicos y oro en estos esquistos puede deberse a la actividad de las bacterias en las reacciones redox, pero también por los procesos hidrotermales en una cuenca profunda (Aliyari *et al.*, 2012). El proceso comúnmente más aceptado como mecanismo de enriquecimiento, es sin embargo, la precipitación de sales metálicas provenientes de salmueras hidrotermales, las cuales serían precipitadas por las condiciones reductoras de la materia orgánica. La fuente térmica de las soluciones activas provienen de intrusiones félsicas (granitos, granodioritas) provenientes de la corteza media y profunda que transportan oro (Figura 161).

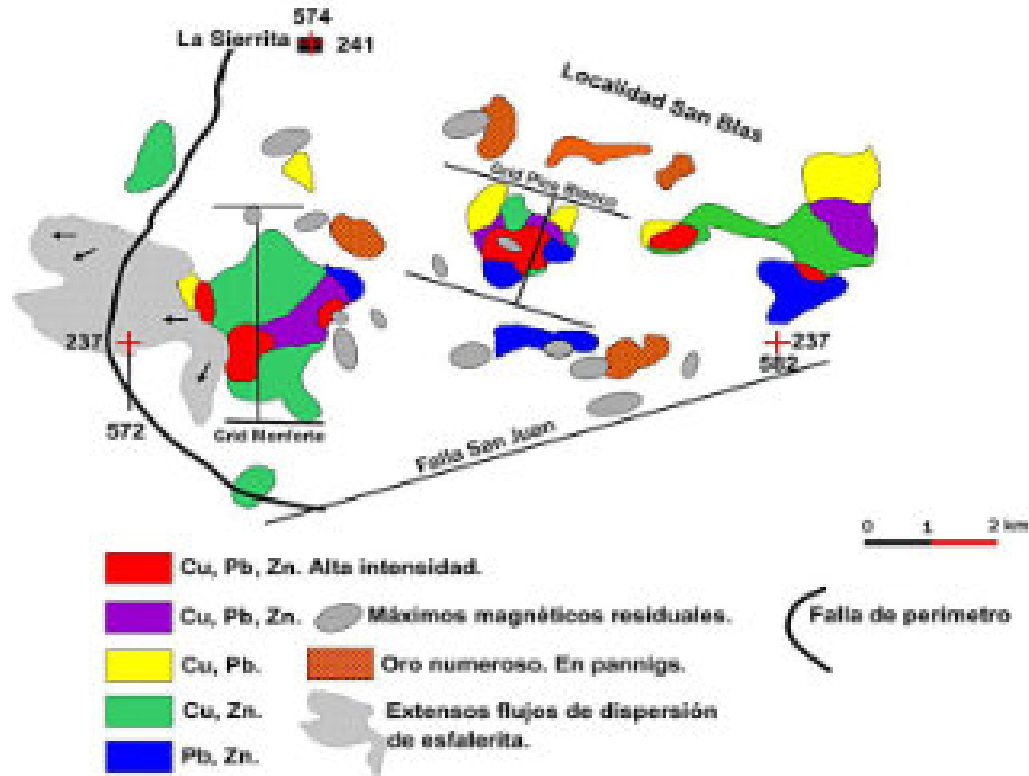


Figura.160. Esquema de las anomalías geoquímicas complejas provenientes del levantamiento de la Cia. MinAmerica durante 1994 a 1996. El esquema revela particularidades de la distribución de los metales. Los metales básico se concentran en los restos erosivos de los nappes jurásicos. El oro en las unidades del autóctono relativo donde predomina el Grupo La Sierrita (Según Álvarez-Sánchez, 1996. MinAmerica, Panamá).

Relaciones estratigráficas y tectónicas.

Al sur del Valle de Yaguanabo; El Tambor yace sobre la Fm. Yaguanabo en un contacto tectónico marcado por serpentinitas (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992); pero al oeste del Valle Hoyo de Padilla en el recodo NW de la cúpula, El Tambor descansa sobre Yaguanabo en un contacto de transición rápida, sin evidencias de tectónica. En esta misma

región, próxima con la Falla Marginal del Escambray, se observa un corte notable (**Figura 162**) con El Tambor sobre Yaguanabo y este sobre la Fm. Los Cedros, con la Fm. Loma Quivacán, reducida a solo algunas capas.

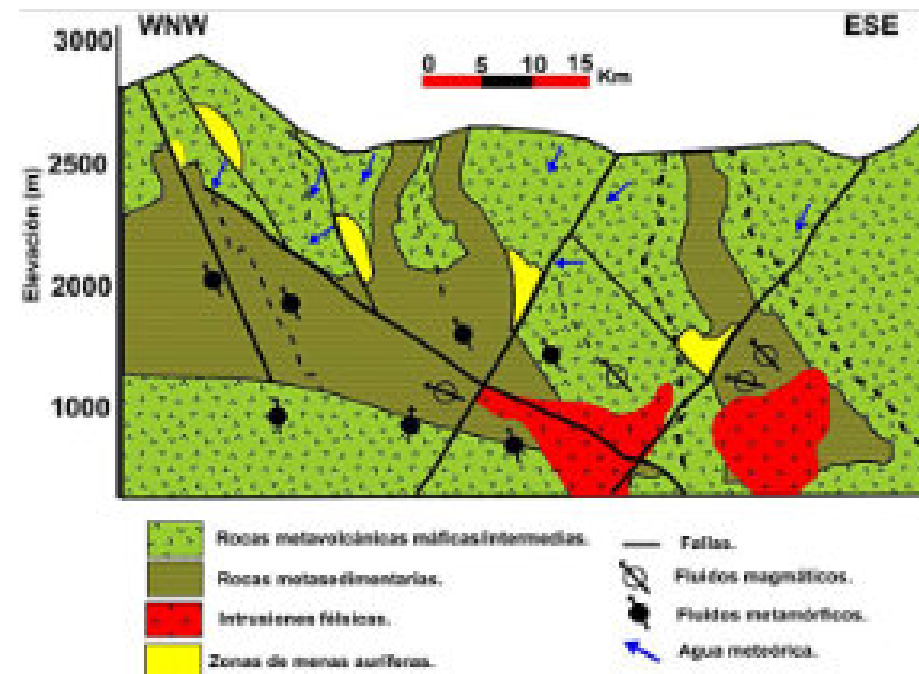


Figura.161. Modelo genético general esquemático para la formación de depósitos de oro mediante fluidos metamórficos producidos por la desvolatilización de rocas de la corteza y fluidos magmáticos originados en las intrusiones félsicas, en la Zona Sanandaj-Sirjan (Irán) (simplificado de la Figura 9 de Aliyari *et. al.*, 2012).

La sección de la Figura 162, confirma con seguridad la sucesión Los Cedros-Yaguanabo-El Tambor, como una de las variantes estables de sucesión del Grupo La Sierrita (Millán y Álvarez-Sánchez, *ibid.*). En esa misma región, al SW del Hoyo de Padilla, se observa un contacto sinuoso entre la Fm. El Tambor y la Fm. Los Cedros, interpretado como probablemente estratigráfico. Esta relación, con la falta de Yaguanabo, con cortes potentes en esa misma región, es dudosa y requiere confirmación. Al este del Hoyo de Padilla, en la región de La Sabina, y en dirección por el camino a San Blas, El Tambor se relaciona con la Fm. La Sabina (*v. et.* Figura 137) mediante cabalgamientos postmetamórficos, donde La Sabina cubre a la Fm. El Tambor, aunque la relación primaria debe ser la contraria.

En efecto; en la localidad tipo del Miembro San Blas, los esquistos gráficos descansan sobre la Fm. La Sabina, en un contacto de transición, muy complicadas por plegamiento. Es probable que el Miembro San Blas sea un elemento de transición entre las Formaciones La Sabina y el Tambor, más bien que un miembro de la última. Sin embargo, la especial distribución geográfica de estas peculiares rocas impide, hasta ahora, comprobar esta posibilidad. La litología de San Blas no se observa convincentemente en relación de transición con las restantes unidades de la Fm. El Tambor. No obstante rocas equivalentes aparecen como intercalaciones episódicas dentro de la parte innominada de la Formación (*v. et.* Figura 158). En San Blas el tope de la sección se muestra truncado por sobrecorrimientos de nappes de Mármoles San Juan con restos de la Fm. Loma Quivacán (Figura 163). Al sur de La Sierrita, El Tambor (San Blas) aparece cabalgado por el Nappe Monforte.

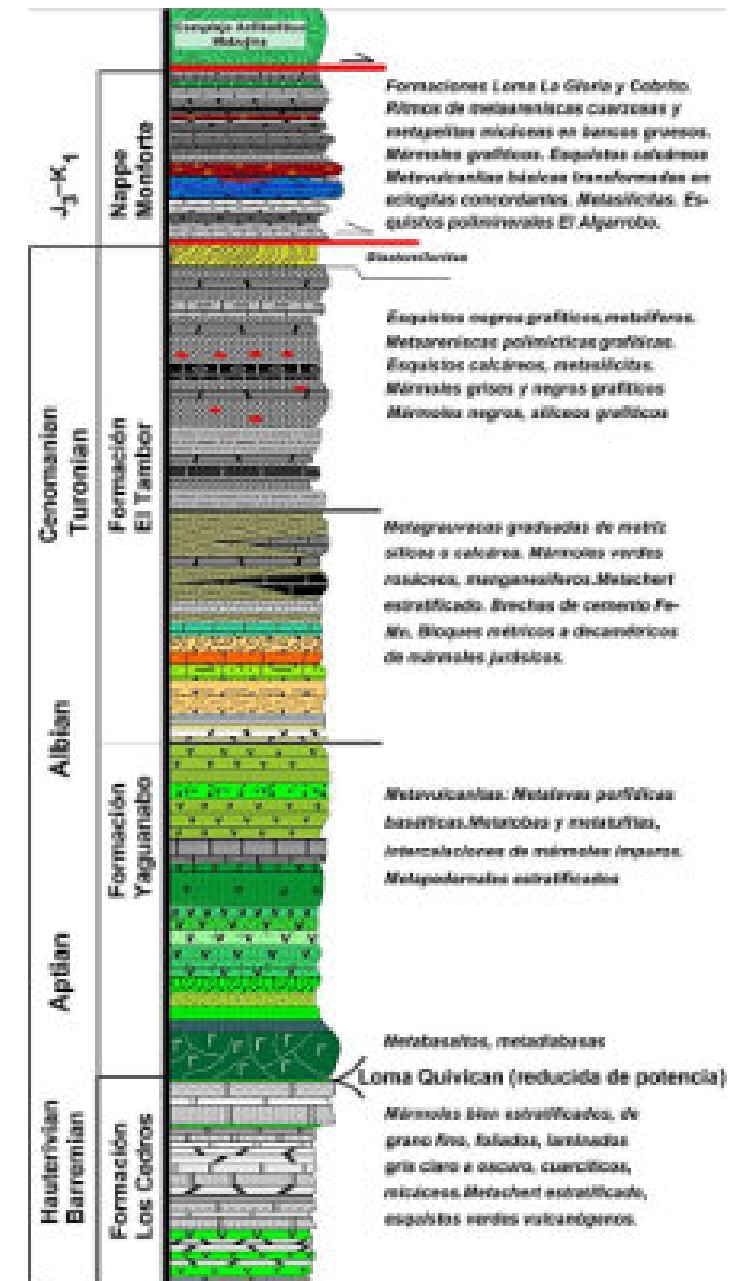


Figura.162. Posición estratigráfica de El Tambor en el terraplén Hoyo de Padilla-Las Moscas, Oeste de la Cúpula de Trinidad. La sección yace bajo el Nappe Monforte, integrado por la Formación Loma La Gloria y el Miembro La Horqueta de la Formación Cobrito. Hacia el borde externo, se observa el contacto tectónico profundamente reelaborado del Complejo Anfíbolítico Mabujina (Gráfica de Álvarez-Sánchez, 1991).

Las observaciones de campo sugieren que el Miembro Monforte, se encuentra por completo dentro de la Fm. El Tambor; como un cuerpo lenticular o de varios cuerpos algo separados entre sí. A lo largo del perfil tipo (Figura 156) la sección Monforte yace en una pequeña ventana tectónica bajo el cabalgamiento de escamas de la Fm. Los Cedros, pero hacia el NNW se produce un aparente contacto con un diminuto sector de afloramiento de la Fm. La Sabina de naturaleza no aclarada. Esta relación es similar a la observada en la localidad de La Sabina, ilustrada por la Figura 137 y probablemente de la misma condición tectónica. El corte muestra claras evidencias de un plegamiento apretado similar isoclinal a similar abierto, una separación en secciones limitadas por fallas concordantes de presión y pliegues locales decamétricos similares a Chevron.



Figura.163. Posición tectónica de la Formación El Tambor (2) bajo los restos de un nappe de la Formación Collantes (1). Ladera septentrional de las elevaciones a lo largo de la carretera Topes de Collantes-La Sierrita, entre El Cafetal y Las Vegas. Cúpula de Trinidad (sobre foto modificada de la Web Flickr).



Figura.164. Posición tectónica de la Formación El Tambor (3) bajo los restos de un nappe de la Formación Collantes (1). Una capa de mármoles gráficos estratificados (2) yace sobre Collantes en un contacto no aclarado. La sección se corona por una masa carsificada (3) de mármoles de capa media a gruesa posiblemente pertenecientes a la Formación Mayarí. Ladera septentrional de las elevaciones a lo largo de la carretera Topes de Collantes-La Sierrita, entre El Cafetal y Las Vegas. Cúpula de Trinidad (Foto modificada de Web Flickr).

Estos cambios notables de posición estratigráfica en distancias escasas (Figura 165), que dan una impresión de caos, resultan de la influencia de varios factores que contribuyeron a la imagen de la estructura actual. Primero a causa de los sobrecorrimientos, la reducción de espacio y aproximación de segmentos de cortes estratigráficos con diferentes

órdenes de sucesión, que estuvieron primitivamente muy alejados. A seguidas unidades tectónicas ya superpuestas; yacentes en un mismo nivel de base; se encuentran verticalizadas por el plegamiento. Finalmente, fallas de cabalgamiento de fuerte declive y sistemas de fallas post-metamórficas producto de las deformaciones tardías relacionadas con el ascenso del Macizo Escambray desde la profundidad.

La asociación y sucesión de tales eventos es la causa compleja de la impresión que se recibe. Las consecuencias son que ciertos perfiles regionales del Escambray sean calificados inconsistentemente como "mélanges₅₄" y en algunos casos como "megamélanges".

No obstante todo lo dicho anteriormente, debe saberse que, partes de la Fm. El Tambor contienen secciones confundibles con otras partes de formaciones estratigráficamente muy próximas a su corte y posición. Tales son paquetes de metachert muy similares a los de la Fm. La Sabina; esquistos verdes apotufíticos equivalentes a los de la Fm. Yaguanabo y mármoles coloreados comparables a los de la Fm. Loma Quivacán. Futuras investigaciones deben disipar las dudas que se derivan de estas observaciones y precisar con mayor detalle la posición estratigráfica y las interrelaciones de la Fm. El Tambor con las Fms. La Sabina y Yaguanabo; incluso con las Fms. Cobrito y Los Cedros.

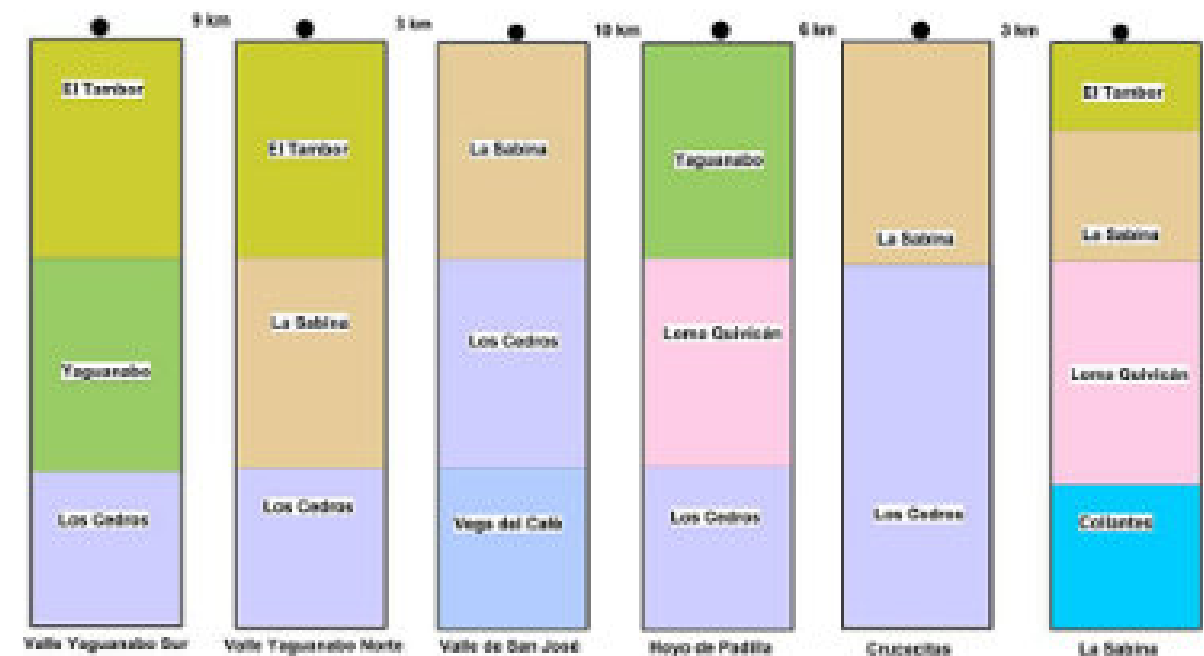


Figura.165. Posición estratigráfica de varias Formaciones del Grupo La Sierrita en perfiles descritos en la Cúpula de Trinidad. A partir del límite meridional del occidente de la cúpula, una línea une las diferentes secciones desde el Valle de Yaguanabo en el extremo sur, hacia el norte, hasta los Valles intramontanos de Hoyo de Padilla-San Narciso y las regiones de Crucecitas y La Sabina. La distancia recta entre las secciones se indica.

10.1.5.3. Otras características de la Formación El Tambor.

Espesor.

Al Sur de Yaguanabo, en la Sección Tipo, El Tambor alcanza cerca de 300 m. Al tomar en cuenta el plegamiento, la verdadera potencia de la unidad probablemente no superaba el centenar de metros; entre 60 a 80 metros de potencia. El Miembro Monforte alcanza un espesor aparente cercano a los 200 m, al sur de La Sierrita. Espesores reducidos a 20, e inclusive a 5 metros, se observan dentro de la unidad principal de las areniscas.

⁵⁴ La palabra "mélange" hace tiempo que perdió significado genético o dimensional. Como quiera que la palabra ya carece de los atributos que le fueron asociados durante años; una brecha tectónica, una olistostroma y hasta un horizonte de conglomerados que sufrieron un proceso de deformación tectónica fuerte y recrystalización, pueden ser llamados un mélange. En la conferencia de Penrose sobre Mélanges (1978), Silver y Beutner (1980) sugirieron que, en un escenario complejo en el que se aplica el término mélange, debería usarse solo de manera descriptiva, acompañado de adjetivos (tectónicos, sedimentarios y diapíricos) que indiquen los procesos relativos de formación de mélange. Como señalan Swarbrick y Naylor (1980) es preferible la utilización de la palabra "mélange" de forma emergente o provisional mientras no se encuentra un término mejor para aplicar. (Nota de los Autores).

Algunas secciones del Miembro San Blas en la región de sus afloramientos típicos alcanzan entre 100 a 150 m. La potencia aparente de la Formación es comparable con algunas unidades metaterrígenas de la base estratigráfica del macizo Escambray. La cifra real es desconocida. Quizá sea demasiado apresurado concluir sobre este aspecto, a causa del intenso replegamiento de las rocas y la frecuente tectónica de escamas, incluso dentro de una misma secuencia de rocas.

Rasgos distintivos de la Formación El Tambor.

Los esquistos gráficos del Miembro San Blas lo distingue del resto de la Fm. El Tambor. Más difícil es diferenciarlo de las formaciones metaterrígenas jurásicas, equivalentes a la Fm. San Cayetano de la Cordillera de Guaniguanico, cuando estas contienen secciones espesas de esquistos gráficos. Un examen atento permitiría diferenciar esta facies de otros esquistos gráficos negros y esquistos metapsamíticos y metapelíticos gráficos con mármoles, que se pueden observar en la Fm. Cobrito del Grupo San Juan. Ayuda en su distinción su posición estratigráfica clara sobre la Fm. La Sabina, pero esto en su localidad tipo, a lo que se añade sus relaciones interdigitadas o intercalaciones respecto a la parte innominada de las areniscas.

Las calizas del Miembro Monforte deben entenderse como inconfundibles. Determinante es la coloración verde, rosácea, blanquecina y violácea por el manganeso diseminado, las metasilicitas muy saturadas de manganeso, así como las capas de grauvacas pardas intercaladas. A esto contribuye las relaciones de contacto con las Fms. La Sabina; Los Cedros y Yaguanabo, en algunas localidades.

Edad de la Formación El Tambor.

No se ha encontrado evidencia fosilífera reconocible en la Fm. El Tambor. Las lumaquelas encontradas en mármoles al sur de La Sierrita (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992) no tuvieron otra utilidad que la de indicar profundidad de los fondos en facies locales. Los radiolarios de las metasilicitas del Miembro San Blas están demasiado recrystalizados. Por su posición estratigráfica sobre la Fm. Yaguanabo, en el valle del mismo nombre y, sobre la Fm. La Sabina, en otros cortes presumimos que la Fm. El Tambor, tiene una edad de Cretácico Inferior tardío a parte baja del Cretácico Superior temprano; probablemente Cenomaniano a Turoniano. La base para esta asignación en parte se basa en consideraciones de correlación regional de eventos y comparaciones con las unidades de la Cordillera de Guaniguanico, equivalente del Macizo Metamórfico Escambray.

En todas las localidades El Tambor parece culminar la sección total del Grupo La Sierrita y en la totalidad de las regiones de afloramiento en la Cúpula de Trinidad, esta formación yace bajo los mantos tectónicos del Grupo San Juan en el centro Sur y septentrional de la Cúpula. Por esta razón y por su posición estratigráfica y relaciones estables con el resto de las unidades del Grupo La Sierrita, Millán y Álvarez-Sánchez (1992 y en Millán y Somin, 1985a) consideran a la Fm. El Tambor, como la formación más joven y la más alta del total del corte del Macizo Metamórfico Escambray.

Posibles correlaciones.

Si es aceptable la edad del Cretácico Inferior tardío a parte baja del Cretácico Superior (probablemente hasta Cenomaniano-Turoniano) basada solo por su posición estratigráfica, El Tambor podría ser correlativa en edad con algunas unidades de la Sierra del Rosario, de la Cordillera de Guaniguanico de Cuba occidental.

En un rango tan amplio de edad son varias las formaciones en esta región dentro de esa posibilidad. Entre ellas se encuentran la Fm. Polier de edad de Valanginiano al Albiano (Pszczółkowski *et al.*, 1975; Pszczółkowski, 1978) y su Miembro El Roble (Pszczółkowski, 1975) de su parte superior (Figura 166). En un nivel siguiente se encontrarían las Fms. Pinalilla del Albiano a Turoniano (Pszczółkowski, 1976); Carmita del Cenomaniano-Santoniano (Albiano-Cenomaniano, según Cobiella, 2000) (Truitt, 1953) y Moreno del Santoniano-Campaniano (Pszczółkowski, 1976). Ninguna de estas unidades es, por completo, un buen equivalente litológico de la Fm. El Tambor y el metamorfismo no contribuye en las comparaciones; si bien todas ellas fueron depositadas en ambientes de hemipelágicos a batiales como El Tambor y, algunas contienen secciones que sí pueden ser parciales equivalente faciales o en mecanismos de sedimentación.



Figura.166.Miembro El Roble de la parte superior de la Formación Polier (Berriasiano-Albiano). Cinturón Norte de la Sierra del Rosario. Cuba occidental (Foto cortesía de Claudio Bartolini).



Figura.167.Formación Carmita (Cenomaniano-Turoniano) de los cinturones sur y norte de la Sierra del Rosario (Foto cortesía de Claudio Bartolini).

El Miembro El Roble de Polier contiene areniscas y lutitas turbidíticas, estratificados en capas medias graduadas con abundantes bioglifos, intercalados con calizas micríticas y detríticas.

La Fm. Carmita (Figura 167), contiene turbiditas calcáreas en secciones de hasta 10 m de potencia (Pszczolkowski, 1999). Las semejanzas litológicas con El Tambor, son más bien moderadas. Sin embargo, en el Escambray rocas calcáreas verdes, rojizas, gris muy claro y chocolate claro, solo se encuentran en las Formaciones Los Cedros y Loma Quivicán y, más notables en el Miembro Monforte de la Fm. El Tambor.

Estas rocas peculiares, tanto en la Cordillera de Guaniguanico como en el Escambray; en un rango temporal similar o igual, depositadas todas ellas en condiciones de pelágicas a batiales; muestran claras evidencias de la dispersión de óxidos metálicos ferromanganesíferos relacionados con la actividad exhalativa del vulcanismo coetáneo o procesos de fragmentación continental en el substrato profundo.

La Fm. Moreno, consiste de calizas margosas, lutitas, limolitas areniscas, calciturbiditas y areniscas turbiditas polimícticas vulcanoclásticas en el tope de la Formación. Según Pszczolkowski, 1999: *los depósitos la Formación Moreno se originaron en condiciones de afluencia creciente de detritos volcánicos de un terreno de arco volcánico. Las lutitas y areniscas de la parte superior de la formación se interpretan como una evidencia de convergencia entre el margen pasivo del Cretácico Superior y un terreno de arco volcánico terrestre que se aproxima.*

Sedimentología de la Formación El Tambor.

La Fm. El Tambor se interpreta como una unidad de flysch⁵⁵, con olistostromas, un concepto progresivamente consolidado desde su primera descripción por Millán y Álvarez-Sánchez (1984) y enfatizado en trabajos subsiguientes (en Millán y Somin, 1985a; Millán y Álvarez-Sánchez, 1992; Millán, 1997a). De manera que cabe examinar las razones para tal denominación.

Son las areniscas donde se conservan las estructuras sedimentarias que dieron lugar a la interpretación de esta Formación como un flysch. Estratos de la base de ritmos de metaareniscas a menudo muestran grano grueso, próximo a grava, en graduación ascendente normal hacia arenisca laminada, cubierta por limolitas. Este comportamiento en las metaareniscas es visible y a menudo bien preservado, expresándose por la estratificación rítmica. Estos ritmos pueden interpretarse como producto de corrientes de alta densidad de las facies A y B con la aparente falta de la facies C de Bouma (1962). Probablemente otros componentes de sedimento del esquema clásico podrían observarse mediante una búsqueda minuciosa en segmentos menos metamorfizados.

La conservación de estructuras delicadas como la sección C es posible, pero dudoso identificarlas bajo el metamorfismo. En algunas localidades existen rasgos de los ritmos superiores laminados de la sección D (Figura 168). Se trata de paquetes con estratificación tabular, que parecen conservar una estratificación horizontal, formados por delgados estratos de esquistos de grano fino que parecen derivarse de metapelitas o siltitas muy arcillosas, posible resultado de eventos de flujos de baja densidad en el tope de una corriente o de facies de contornitas (Muñoz, 1976), rocas que pueden presentar un aspecto muy similar.

Independiente de la composición de la matriz, las metaareniscas revelan su carácter de mezcla de epiclásticos y piroclásticos redepositados y en algunos afloramientos se aprecian las claras evidencias del carácter episódico de la sedimentación expresadas a través de rasgos frecuentes en turbiditas (Figuras 169). Algunas estructuras con rasgos de desplomes y ruptura de la estratificación resultan de diferentes procesos, rápidos o lentos, que afectan la estabilidad de los sedimentos. Son frecuentes en los flysch de distinta composición litológica y suelen abundar en los flysch arenosos como El Tambor (Figura 170).

La presencia de epiclásticos y volcánicos con rasgos de deposición secundaria indica una fuente de remoción cercana; más probablemente el edificio de la actual Fm. Yaguanabo, ya que la composición de las metatufitas y ciertos esquistos verdes observados en la sección superior, coinciden en su composición con los de esa Formación.

En Resumen: Las características de la estratificación y la litología alternante y rítmica, sumados a cierta cantidad de indicios y vestigios que sobreviven al metamorfismo, indican que, durante el periodo final del ciclo sedimentario,

⁵⁵ **Flysch:** Sequence of shales rhythmically interbedded with thin, hard, graywacke-like sandstones. The rare fossils indicate marine deposition up to 2,000 m in marine waters, probably deposited from turbidity currents; coarse conglomeratic mudstones in some flysch may be a product of submarine mudflows. The term originally was applied to a formation of the Tertiary Period, occurring in the northern Alpine region but now denotes similar deposits of other ages and other places. (Encyclopædia Britannica 2010). Según McGraw-Hill Dictionary of Scientific & Technical Terms, 2003): “A type of flysch facies that represents a stratigraphic unit with irregularly sorted boulders resulting from fragmentation, and twisted, confused beds resulting from slumping or sliding due to the influence of gravity”.

poco antes de la inmersión del dominio Escambray en un ambiente de subducción; se estableció una tectofacies de flysch⁵⁶.



Figura. 168. Formación El Tambor. Estratificación tabular conservada en sedimentos de grano fino metapelíticos o metalimolíticos. Probable ejemplo de una facies distal. Carretera Topes de Collantes-La Sierrita. Sur de la Cúpula de Trinidad.



Figura. 169. Facies de la Formación El Tambor. Posible rip up clasts de una metalutita calcárea o marga, incluido en un flujo amorfo de arenisca gruesa. Sur de la Cúpula de Trinidad.

⁵⁶ Según Mutti (2011), el término “flysch” fue introducido por Bernhard Studer en 1827, para describir ritmos monótonos de areniscas, lutitas y calizas en Alpes, relacionados íntimamente con el avance de los nappes y cinturones plegados, en la actualidad un sinónimo de tectofacies.



Figura. 170. Estructura de colapso de capas en metaareniscas y esquistos verdes metatufíticos en la Formación El Tambor. Sur de la Cúpula de Trinidad.

Esta Formación fue probablemente depositado en una cuenca marina de profundidad creciente aunque moderada, por encima de la lisoclina; frente a una plataforma continental muy fragmentada y deformada por plegamientos y traslados tangenciales de cabalgamiento; en proceso de transformarse o ya convertida en un complejo orogénico incipiente o embrionario. La Fm. El Tambor, en relación con este complejo deformado, se depositó en una cuenca adyacente al mismo, que pudo ser un dominio alargado en el margen de la sucesión continental orogénica ya emergida, es decir, en su **antepaís**. De las elevaciones limítrofes se aportaban sedimentos hacia rampas progresivamente profundas con la superposición vertical de diversas facies turbidíticas, depositadas en zonas neríticas a hemipelágicas en las llanuras de los fondos o en surcos de condiciones eufóticas no tan distantes de la paleolínea costera.

Los cambios faciales de la Formación así como sus relaciones estratigráficas con unidades con ciertas diferencias en sus condiciones ambientales de formación; sugieren que la cuenca de El Tambor fue de fondos accidentados, con eminencias y depresiones probablemente causadas por fallas. Esta supuesta geometría evoca una imagen de diferentes clinoformas, más cercanas o más alejadas del frente de topografía positiva, pero afectadas por actividad tectónica durante la totalidad de la acumulación de la Formación. Es así que podemos suponer que el Miembro Monforte se acumuló en condiciones pelágicas, lejos de la costa y que recibió un notable aporte de exhalaciones hidrotermales que aportaron salmueras metálicas al medio de deposición. Álvarez-Sánchez (en Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, *ined.*), consideró, en ese trabajo, que la Fm. Ancón y el Miembro Monforte, son ecos faciales de la misma magnafacies.

En cambio, las características de estratificación y litología del Miembro San Blas permiten considerarlo como un protolito derivado de una facies de flysch distal (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, *ined.*), acumulado en condiciones profundas y restrictivas, probablemente en una zona profunda pelágica, cerca del límite inferior de agregación del carbonato o, en cambio, en una depresión submarina anóxica no necesariamente distal. El grafito estratificado y la saturación de este mineral en los gránulos detríticos, muestra la conversión gradual en grafito de la materia orgánica primaria en los sedimentos.

Un flysch es un sedimento orogénico relacionado con la tectónica final de un periodo de deformaciones y no representa las condiciones evolutivas relativamente tranquilas preorogénicas. La sedimentación de esta sucesión peculiar, que caracteriza la parte superior del Grupo La Sierrita, es un acontecimiento cardinal dentro de la sucesión sedimentaria del Escambray y corresponde con la denudación póstuma del complejo continental, que ya había dejado de ser, desde tiempo, un margen continental pasivo. Posterior a esta etapa, podemos asumir que se

estableció el siguiente ciclo geotectónico, consistente en la inmersión del complejo Escambray en una zona de subducción, quedando el complejo sustraído de la esfera de la sedimentación.

La posible certeza de las conjeturas e interpretaciones anteriores refuerza indirectamente la tesis de Millán y Somin (1981; Millán y Somin, 1985ab; Millán, 1990) sobre las deformaciones tectónicas premetamórficas, basada en las características de la geometría de las deformaciones de pliegues y mantos en la estructura actual, como resultado de una compresión anterior al metamorfismo, tan temprana como en el Albiano (Pardo, 2009); parte de cuya argumentación (pag. 55) es compartida por los autores. En opinión de Álvarez-Sánchez es probable que ocurriera aún mucho más temprano. La edad de la Fm. Yaguanabo según Furrázola-Bermúdez presumible desde el Tithoniano hasta el Cretácico Inferior (¿Berriasiano-Hauteriviano?) establece ciertas limitaciones para situar los límites entre tres etapas: 1-El final del vulcanismo Yaguanabo. 2-Tectónica capaz de inducir suficientes deformaciones como para dar lugar a la sedimentación de un flysch (la Fm. El Tambor) en una cuenca de tipo antepaís. 3-La subducción bajo condiciones de tiempo y espacio suficientes para provocar el metamorfismo de alta presión del Escambray, desde facies eclogítica, hasta facies de esquistos verdes de alta presión.

Todo indica que estos procesos se desarrollaron durante una etapa cronológica muy corta y concreta, ya que existen evidencias de exposición a la superficie de elementos del Escambray a partir del Maastrichtiano (Stanik *et al.*, 1981; Álvarez-Sánchez y Bernal, 2014).

Olistostromas. Discusión.

El término olistostroma aparece en escritos sobre el Escambray, tratado con cierta displicencia, sin precisar a cuál objeto se hace referencia. A partir de los debates iniciales⁵⁷, en la actualidad el concepto está sometido a cierta discusión. La literatura moderna sobre el tema es abundante (Medley, 1994; Festa *et al.*, 2010; Wakabayashi & Dilek, 2011; Dilek *et al.*, 2012; Festa, 2013; Festa *et al.*, 2016 y una historia del concepto en Şengör 2009).

La evidencia de olistostromas en la Fm. El Tambor es más bien escasa, dispersa y merece discutirse. El origen de esta noción o juicio, parte de la descripción de un cuerpo de mármoles estratificados grafiticos y fétidos con capas de metapedernal de 100 m de potencia, en la Sección Tipo de El Tambor (en Millán y Somin, 1985a). Según Millán (*op. cit.*) litológicamente comparable con mármoles de la Fm. Mayarí del Grupo San Juan es interpretado como un olistolito deslizado dentro de la Fm. El Tambor. Otro cuerpo potente de mármoles estratificados, también en la Sección Tipo de El Tambor, consistía de mármoles coloreados, blanquecinos, rosáceos y verdosos, con intercalaciones de esquistos calcáreos de calcita-plagioclasa-mica, rosados a rojos (Millán y Somin, 1985a). En realidad se trata del Miembro Monforte de la Fm. El Tambor, ya descrito y no de una placa alóctona de la Fm. Loma Quivicán.

Definitivamente esta es una cuestión difícil de resolver. La documentación de Millán a lo largo de los 1,165 m del perfil tipo de El Tambor a lo largo del camino a Yaguanabo Arriba, nunca se ha publicado, de modo que se desconoce cuál es la posición de las dos secciones de mármoles que registra la descripción de Millán.

La distancia entre los perfiles paralelos de Yaguanabo y El Tambor (v. Figura 151) es aproximadamente de 1,640 m como promedio y la más corta es apenas de 1,409 m. En la Figura 171 se reproduce esquemáticamente la sección documentada en los primeros 471 m, por la Expedición Escambray I, a partir del punto inicial del perfil tipo de Yaguanabo.

El segmento A de la Figura 171 representa con exactitud la documentación m/m original, (en Stanik *et al.*, 1981, pag. 49). El segmento B es una generalización de la documentación del segmento A. Lo representado en estos perfiles de la Figura 171 ¿es la Fm. Yaguanabo? Como se aprecia, más del 50% de la sección se compone de mármoles grises a gris oscuro. Entre 180 a $\pm$ 213 m (segmento A), ocurre un paquete de mármoles coloreados. Con claridad se observa que estos mármoles coloreados podrían correlacionar espacialmente con el equivalente intervalo en el perfil paralelo

⁵⁷ Los deslizamientos de masas inducidos por la gravedad se mueven entre las categorías de los nappes de gravedad hasta las olistostromas. Las olistostromas difieren por su tamaño y estructura interna. Las principales diferencias se refieren a los límites de tamaño y la posición relativa en las secuencias sedimentarias. Las olistostromas consisten de capas gruesas de brechas y paraconglomerados y se intercalan en las formaciones del flysch eugeosinclinales, descargadas de las áreas elevadas y del frente de los nappes en avance (Abbate *et al.* 1970; 1981).

de El Tambor, según fue descrito por Millán, Somin y Álvarez-Sánchez (1985a) sin especificar su posición dentro del corte.

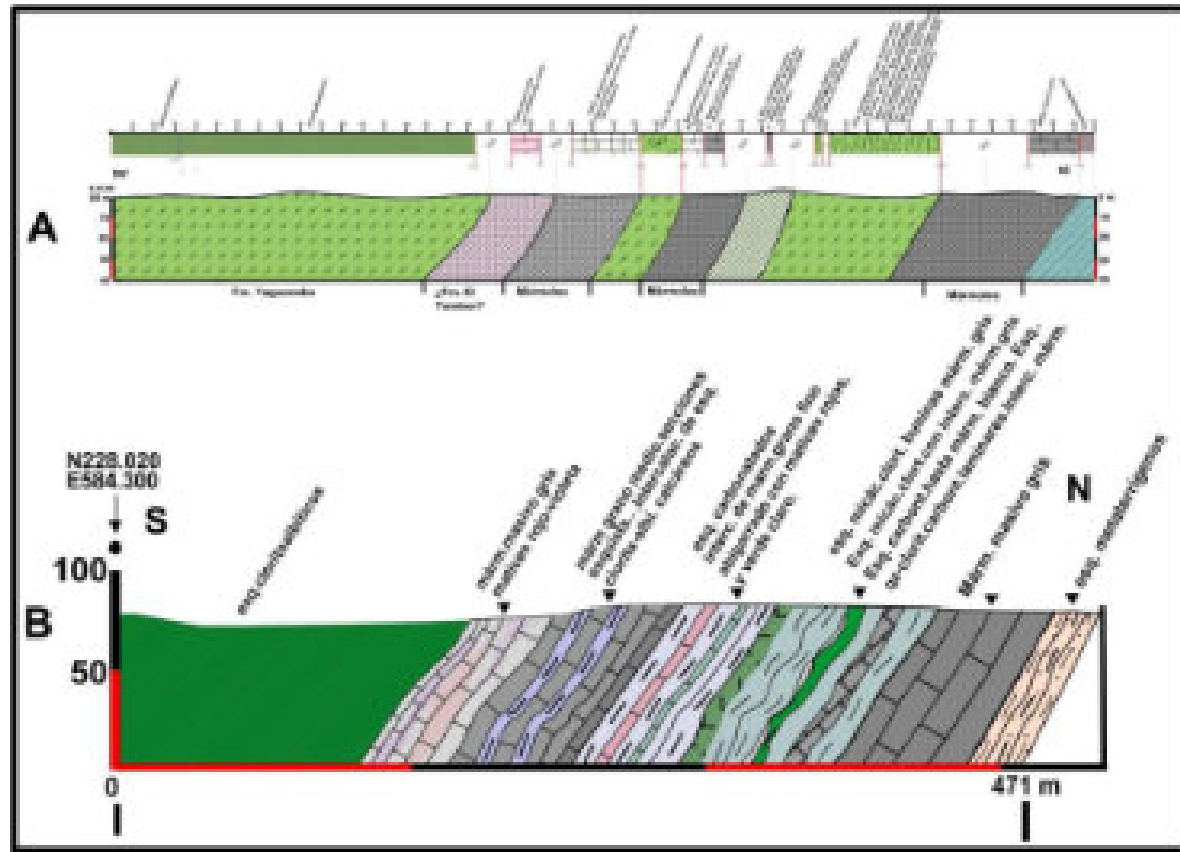


Figura. 171. El segmento A de la Figura 171 representa con exactitud la documentación m/m original, (en Stanik *et al.*, 1981, pag. 49). El segmento B es una generalización de la documentación del segmento A.

Si es aceptable esta prolongación hacia el perfil de El Tambor, también podríamos considerar aceptable, correlacionar espacialmente los paquetes de mármoles grises y oscuros; prolongándolos hacia el perfil de la Fm. El Tambor; o viceversa y, de este modo otorgando el derecho a la pregunta ¿a cual formación se pueden atribuir esta clase mármoles, tanto en un perfil como en el otro?

Lo cierto es que hasta aquí llegan los datos disponibles. El perfil de la Figura 171 contiene demasiados mármoles. El pozo PE-7 de 500 m, profundizado en la Fm. Yaguanabo al comienzo del perfil (**Figura 128**) prácticamente no contiene mármoles.

Tal pareciera que la Fm. Yaguanabo se encuentra solo desde el inicio hasta el metro 180 y, en adelante, se tratara de otra unidad. En todo caso los mármoles oscuros atribuidos por Millán a la Fm. Mayarí, son demasiado parecidos a los mármoles del perfil de Yaguanabo, que presentándose allí mejor aflorados e inter-estratificados con esquistos verdes, inclusive con algunas capas coloreadas, serían difícilmente atribuibles a la Fm. Mayarí.

En conclusión, parece mucho más aceptable que, en lugar de un olistolito de una olistostroma a la que, por cierto, le faltan los restantes atributos, se trate de:

- 1-Mármoles, estratigráficos prolongados entre ambos perfiles paralelos.
- 2-Una escama tectónica de mármoles jurásicos insertada a presión en El Tambor.

Buenas explicaciones para el acúñamiento del cuerpo, referido por Millán lo son el boudinage y la intersección por fallas de rumbo SE-SW que menudean en esa localidad.

La última lectura sería la olistostroma, principalmente por el hecho del faltante de la matriz que tendría que observarse como medio de traslado de un cuerpo de mármol de tal potencia. El movimiento de masas rígidas a lo

largo de superficies inclinadas, que yacentes en su posición final, continúan siendo cubiertas por sedimentos estratificados normales no son olistostromas o, en todo caso, una secuencia normal con olistolitos aislados.

A pesar de las conclusiones desfavorables a la interpretación de una olistostroma; en la localidad discutida; no es posible excluir la presencia de bloques y placas rocosas en la matriz de la Fm. El Tambor, ya que en diferentes sitios se observan evidencias que requieren una interpretación. Tal pueden ser los casos observados de cuerpos métricos de mármoles grises de estratificación gruesa, alterados por un intenso clivaje y lineaciones; rodeados por esquistos metalimolíticos-metapelíticos de la Fm. El Tambor (Figura 172). Dadas las dimensiones pequeñas de estos cuerpos, es difícil decidir si se trata de placas rígidas de mármoles deslizadas desde promontorios, o de una facies de mármoles oscuros propias de El Tambor. La intervención de bloques semejantes a olistolitos con apariencia confusa de pertenecer a los mármoles San Juan, muestran los indicios de una actividad tectónica, durante la cual, al parecer, ocurría una tectónica tangencial premetamórfica responsable de despegues y movimientos de mantos tectónicos en aledaños al depocentro de El Tambor. Movimientos tectónicos premetamórficos con tales características se han reportado por Millán (1972; 1978); Millán, y Somin, (1981), Millán y Somin (1985ab) y Millán, 1990; interpretación basada en las características de la geometría de las deformaciones de pliegues y mantos en la estructura actual.

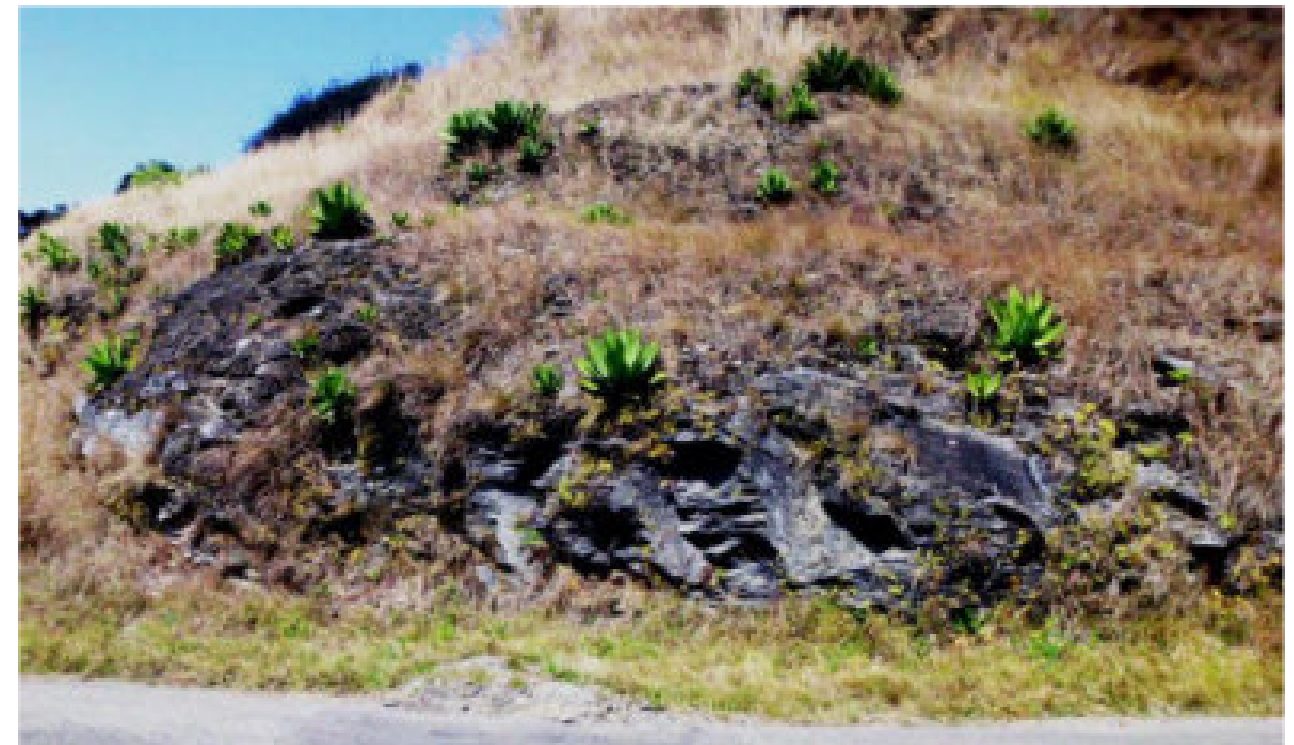


Figura. 172. Cuerpo de mármol de estratificación gruesa, cortados por un intenso clivaje y lineaciones; rodeados por esquistos metalimolíticos-metapelíticos de la Formación El Tambor en el corte de la carretera Topes de Collantes-San Blas.

Otras situaciones a examinar en la cuestión de las olistostromas, concierne a las serpentinitas y metabasitas, cuales también son reportadas como cuerpos relacionados con El Tambor (Millán, 1997). Esta observación fue compartida por Álvarez-Sánchez, pero en Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, ined. Existen tres casos a considerar en estas relaciones y dos de ellos se han tratado a lo largo del presente trabajo.

El primero es el de las serpentinitas situadas en el contacto de unidades tectónicas medianas (escamas-nappe) una característica fundamental de todas las unidades tangenciales del Escambray. Tales cuerpos de matriz de serpentinita casi siempre foliada y en gran medida metasomatizada, contienen metabasitas reducidas a bloque métricos y clastos; estructura obtenida por la combinación del aplastamiento y cizallamiento entre unidades rígidas.

El segundo es una consecuencia del anterior. A causa de la plasticidad y fluidez de las serpentinitas estas suelen proyectarse más allá de sus contornos principales e inyectarse a presión dentro de una misma formación, en finas hiladas métricas y hasta decimétricas. Estos casos se observan prácticamente donde quiera y simulan grandes

desplazamientos realmente inexistentes en el terreno; o tan considerables que con la simple cartografía de campo son imposibles de medir. En consecuencia es cierto que existen cuerpos pequeños "inyectados" a presión o flotando como pequeños facoides en secciones del metaflysch de la Fm. El Tambor (Millán y Somin, 1985a; Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, ined.); pero en este caso ¿ se trata de olistostromas?.

El tercer caso comprende cuerpos aislados de serpentinitas en forma de lentes métricos que flotan completamente inmersos y rodeados por una matriz del metaflysch El Tambor. Como en las situaciones arriba comentadas, no hay indicios de que estos cuerpos provienen de una masa cercana de la cual pudieran fluir las serpentinitas. También es muy dudoso que se puedan calificar estas situaciones como olistostromas. Pero si más adelante, las futuras investigaciones lo demostraran; la existencia de olistolitos de serpentinitas en la Fm. El Tambor sería una prueba de la autoctonía de rocas ultramáficas en el Escambray. Si vamos a aceptar que la Fm. El Tambor contiene olistostromas con olistolitos serpentiniticos, entonces también debemos aceptar como más probable que las serpentinitas ya existían como parte integrante del corte estratigráfico del Escambray, antes de la subducción y no son restos de un sobrecorrimiento de ofiolitas alóctonas desde una dirección cualquiera, como piensan algunos. Ya fueran dichas serpentinitas nativas y autóctonas del macizo, o que fueran protrusiones desde un substrato también autóctono del Escambray.

Referencias.

- Abbate, E, Bortolotti, V y Passerini, P, 1970, Olistostromes and olistoliths. *Sedimentary Geology, Volume 4, Issue 3, p. 521-557.*
- Abbate, E., Bortolotti, V. & Sagri, M., 1981, Excursion No. 5: Olistostromes in the Oligocene Macigno formation (Florence area), introduction: an approach to olistostrome interpretation. *International Association of Sedimentologists, 2nd European Regional Meeting Bologna Tecnoprint, pp. 165-185.*
- Adachi, M., Yamamoto, K., and Sugisaki, R., 1986, Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the Northern Pacific: Their geological significance as indication of ocean ridge activity. *Sedimentary Geology, 47 (1986) 125-148.*
- Aliyari, F., Rastad, E. and Mohajjel, M., 2012, Gold Deposits in the Sanandaj–Sirjan Zone: Orogenic Gold Deposits or Intrusion-Related Gold Systems? *Resource Geology* Vol. 62, No. 3: 296–315.
- Álvarez-Sánchez, H., 1972, Geología general y estructural de la Provincia de Pinar del Río, Cuba. *Instituto de Hidroeconomía. Pinar del Río, 341 Pág., 41 figs., 32 hojas 1:50,000. (Inédito).*
- Álvarez-Sánchez, H. F. y Zamashicov, V, 1981, Sobre la búsqueda orientativa y detallada de talco en el sector de La Sabina. Cúpula occidental del macizo metamórfico de Guamuahaya. *65 pag. Empresa de Geología de Santa Clara (inédito).*
- Álvarez Sánchez, H., 1981, Síntesis de la Evolución Geotectónica de la Sierra de los Órganos apoyada en el estudio de la Geología del Valle de Pons. *272 págs. 108 figs. CUPR. Tesis de la Universidad de Pinar del Río. Cuba. (Inédito).*
- Álvarez-Sánchez, H., 1984 d, La secuencia de las Formaciones Pons, Ancón y Manacas, en la parte central de la Sierra de los Órganos. Cuba. *XXII Congreso Geológico Internacional. Moscú.*
- Álvarez Sánchez, H, 1989, Mineralización y controles espacio temporales en los Macizos Metamórficos Escambray y Mabujina de Cuba central. Pronóstico y potencial. *Geología 1989. Resúmenes del Primer Congreso Cubano de Geología.* Empresa de Geología Santa Clara.
- Álvarez-Sánchez, H., Millán-Trujillo, G., Mainegra, V., Bernal-Rodríguez, L.R., Andó, J., 1991, Significado geotectónico de las rocas eclogíticas de Cuba central. *Abstract. Décimo tercera Conferencia Geológica del Caribe, Pinar del Río, Cuba, Sociedad Cubana de Geología, 28-29.*
- Álvarez-Sánchez, H., 2015b, Litoestratigrafía del Macizo metamórfico Escambray. Tomo Uno. https://www.academia.edu/38199910/LITOESTRATIGRAFIA_DEL_MACIZO_METAMORFICO_ESCAMBRAY.pdf; 161 pp; 67 figs.; 3 tbls.; 4 Láminas..
- Álvarez-Sánchez, H y Bernal, L. 2015c, Litoestratigrafía del Macizo metamórfico Escambray. Tomo Dos. https://www.academia.edu/39084410/LITOESTRATIGRAFIA_DEL_MACIZO_METAMORFICO_ESCAMBRAY_TOMO_DOS; 71 pp; 101 figs.; 15 tbls.; 3 Lám.
- Azer, M. K., 2013, Evolution and economic significance of listwaenites associated with Neoproterozoic ophiolites in South Eastern Desert, Egypt. *Geologica Acta. Vol. 11, No.1. March 2013, 113-128.*
- Bagby, W. C. and Berger, B. R., 1985, Geologic characteristics of sediment-hosted, disseminated precious-metal deposits in the western United States. *In Geology and Geochemistry of Epithermal Systems; eds. Berger, B.R. and Bethke, P.M. Reviews in Economic Geology, Soc. of Econ. Geol., Vol. 2, 169–202.*

- Barnes, J. D., Selverstone, J., and Sharp, Z. D., 2004, Interactions between serpentinite devolatilization, metasomatism and strike-slip strain localization during deep-crustal shearing in the Eastern Alps. *J. metamorphic Geol., 2004, 22, 283–300.* doi:10.1111/j.1525-1314.2004.00514.x.
- Barnes, J. D., Beltrando, M., Lee, A., Cin-Ty., Cisneros, M., Loewy, S., Chin, E., 2014, Geochemistry of Alpine serpentinites from rifting to subduction: A view across paleogeographic domains and metamorphic grade. *Chemical Geology 389 (2014) 29-47.*
- Bassaget, J-P., Michel, R., et Richard, F., 1967, Les rodingites et les ophisphérites du massif ultrabásique de la province de Mugla (Taurus occidental, Turquie). Comparaison avec des analyses chimiques récentes de rodingites des Alpes. *Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 43, 1967.*
- Bebout, G. E., and Barton, M. D., 2002, Tectonic and metasomatic mixing in a high-T, subduction-zone mélange—insights into the geochemical evolution of the slab–mantle interface. *Chemical Geology 187 (2002) 79– 106.*
- Bell, J. M., Clarke, K. G., Marshall, P., 1911, The Geology of the Dun Mountain subdivision. *New-Zealand Geol. Survey, 12.*
- Bilgrami, S. A. and Howie, R. A., 1960, The mineralogy and petrology of a rodingite dike, Hindubagh, Pakistan. *The Amer. Mineral., vol.45, July_August, 1960.*
- Biriukov, V., Messina, V., Ponce, N., Navarro, N., 1969, Informe sobre los resultados de los trabajos de búsqueda y levantamiento a escala 1: 50 000 realizados en los años 1967-68 en la parte Oriental de la provincia de Pinar del Río región La Palma. *Oficina Nacional de Recursos Minerales, Ministerio de Energía y Minas, La Habana (Inédito).*
- Boggs, S. Jr., 2006, Principles of Sedimentology and Stratigraphy. 4th ed. *P. Prentice Hall. ISBN 0-13-154728-3.*
- Bolotin Y., Yidkov, A. Y., Maximov, A. A., Sosa, R., 1970, Yacimiento de minerales sulfurosos de la serie metamórfica Escambray en la parte noroeste del macizo montañoso del mismo nombre. *Revista Tecnológica. Vol.8 No.2. 35-48 p.*
- Boschi, Ch., Früh-Green, G. L., and Escartín, J., 2006, Occurrence and significance of serpentinite-hosted, talc-and amphibole-rich fault rocks in modern oceanic settings and ophiolite complexes: an overview. *Ofioliti, 2006, 31 (2), 129-140.*
- Bouma, A. H., 1962, Sedimentology of some Flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. *Elsevier Publish. Co, 168 Pags. Amsterdam.*
- Cabrera, R., Kramer, J. L., Dobrovolskaya, M., Catá, A., 1986, La formación menífera auro-listvenítica del yacimiento Descanso en Villa Clara (Cuba). *Ciencias de La Tierra y el Espacio. 11/86. Acad. de Cienc. de Cuba.*
- Canet, C., Prol-Ledesma, R. M., 2006, Procesos de mineralización en manantiales hidrotermales submarinos someros. Ejemplos en México. *Boletín Soc. Geol. Mexicana. Vol. Centen. Revisión de algunas tipologías de depósitos minerales de México. Tomo LVIII, núm. 1, p. 83-102.*
- Cobiella-Reguera, J. R., 2000, Jurassic and Cretaceous Geological History of Cuba. *International Geology Review. Vol. 42. 2000. p. 594-616.*
- Coleman, R., 1967, Low-Temperature Reaction Zones and Alpine Ultramafic Rocks of California, Oregon and Washington. *Geological Survey Bulletin 1247.*
- Comisión Norteamericana de Nomenclatura Estratigráfica, 2010, Código Estratigráfico Norteamericano. *Universidad Nacional Autónoma de México. Boletín 117.*
- Corona-Rodríguez, A., Orosco-Melgar, G., y Rodríguez-Vega, A., 2014, Presencia de rodingitas en las rocas de dique asociadas a gabros de la zona de Yaguaneque, Moa, Holguín. *Minería y Geología / v.30 n. 2 /abril-junio / 2014 / p. 1-18 ISSN 1993 8012.*
- Corrales, I., Rosell, J., Sánchez, L., Vera, J. A., Vilas, L., 1977, Estratigrafía. *Ed. Rueda. Madrid.*
- Chidester, A. H., 1961, Petrology and geochemistry of selected talc-bearing ultramafic rocks and adjacent country rocks in north-central Vermont. *United States Geological Survey professional paper 345.*
- De Golyer, E. L., 1918, The geology of Cuban petroleum deposits. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., New York, 2:140-141*
- Dilek, Y., Festa, A., Ogawa, Y., and Pini, G. A., 2012, Chaos and geodynamics: Mélanges, mélange-forming processes and their significance in the geological record. *Tectonophysics 568–569, 1–6. Special Issue.*
- Dublan, L., Álvarez-Sánchez, H. (Editores): Dublan, L.; Álvarez-Sánchez, H.; Mlcoch, B.; Mañour, J.; Soucek, J.; Lledíaz, J., P.; Molak, B.; Vázquez, C.; Snopkova, P.; De los Santos, E.; Pérez, M.; Mihailova, A.; Bernal, L.; Zoubek, J.; Ordoñez, M.; Morousek, J.; Svetska, J.; Marshall, W.; Pérez-Conde, R.; González, E.; Rodríguez, R., 1986, Informe Final del levantamiento geológico y evaluación de los minerales útiles en escala 1:50,000 del Polígono CAME-I, Zona Centro. *Centro Nacional del Fondo Geológico. La Habana. 1,402 Págs. 250 mapas. (Inédito).*
- Ducloz, Ch et Vuagnat, M., 1962, À propos de l'âge des serpentinites de Cuba. *Archives des Sciences. Soc. Phys. et d' Histoire Naturelle. Génève Vol. 15, Fasc. 2. 309-332.*
- Festa, A., Pini, G. A., Dilek, Y., Codegone, G., 2010, Mélanges and mélange-forming processes: a historical overview and new concepts. *International Geology Review. Vol. 52, Nos. 10–12, pp 1040–1105.*
- Festa, A., Mélanges, processes vs. geodynamic settings of their formation. *Presentation. Pisa 2013)*
- Festa, A., Ogata, K., Pini, G. A., Dilek, Y., Alonso, J. L., 2016, Origin and significance of olistostromes in the evolution of orogenic belts: A global synthesis. *Gondwana Research 39 (2016) 180-203.*
- Franco-Álvarez, G. L. (Editor), 1992, Acevedo-González, M., Álvarez-Sánchez, H., Artime-Peñeñori, C., Barrientos-Duarte, A., Blanco-Bustamante, S., Cabrera, M., Cabrera, R., Carassou-Agragan, G., Cobiella-Reguera, J. L., Coutin-Lambert, R., Albear, J.F. de,

de Huelbes, J., Torre y Callejas, A. de la, Delgado-Damas, R., Díaz de Villalvilla, L., Díaz-Otero, C., Dilla-Alfonso, M., Echeverría-Hernández, B., Fernández-Carmona, J., Fernández-Rodríguez, G., Flores, R., Flores-Abín, E., Fonseca, E., Furrázola-Bermúdez, G., García-Delgado, D., Gil-González, S., González-García, R. A., Gutiérrez-Domech, R., Linares-Cala, E., Milián-García, E., Millán-Trujillo, G., Moncada-Ferrera, M., Montero-Zamora, L., Orbera, L., Ortega-Sastriques, F., Peñalver, L.L., Perera, C., Pérez-Arias, J. R., Pérez-Lazo, J., Pérez-Rodríguez, E., Pifieiro-Pérez, E., Recio-Herrera, A. M., Sánchez-Arango, J. R., Saunders-Pérez, E., Segura-Soto, R., Triff-Oquendo, J., Zuazo-Alonso, A., Pszczółkowski, A., Brezsnýánszky, K., Slavov, I., y Myczyński, R., 1992, Léxico Estratigráfico de Cuba. *Centro de Nacional de Información Geológica, La Habana, 658 p. (Primera versión). (Inédito).*

Fonseca, E, 1988, Geoquímica de la Asociación Ofiolítica de la Provincia de Pinar del Río. *Rev. Tecnológica. Vol. XIII, No. 4, 1988.*

Furrázola-Bermúdez, G. y Sánchez, H., 1978, Nuevo esquema de correlación estratigráfica de las principales formaciones geológicas de Cuba. *Revista La Minería en Cuba, volumen 4 No. 3.*

Furrázola-Bermúdez, G., Gil, S., Díaz de Villalvilla, L., García Delgado, D., Delgado Damas, R., Peñalver Hernández, L. L., 1994, Léxico Estratigráfico de Cuba. Segunda Versión. *Proyecto 305 del Inst. de Geología y Paleontología. La Habana. Cuba (inédito).*

Gasc, J., Hilaiet, N., Yu, T., Ferrand, Th., Schubnel, A., Wang, Y., 2017, Faulting of natural serpentinite: Implications for intermediate-depth seismicity. *Earth and Planetary Science Letters 474 (2017) 138–147.*

Gargiulo. F., Bjerg, E., Mogessie, A., 2011, Caracterización y evolución metamórfica de las rocas ultramáficas de la Faja del Río de las Tunas, Cordillera frontal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina 68 (4): 571 - 593 (2011).*

Grosch, E. G., Vidal, O., Abu-Alam, T., and McLoughlin, N., 2012, P-T Constraints on the Metamorphic Evolution of the Paleoproterozoic Kromberg Type-Section, Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Jour. of Petrol. Vol. 53. Num.3. pp. 513-545.*

Hansen, L. D., and Dipple, G. M., 2005, Carbonated serpentinite (listwanite) at Atlin, British Columbia: A geological analogue to carbon dioxide sequestration. *The Canadian Mineralogist. Vol. 43, pp. 225-239 (2005).*

Hatten, Ch. W., 1957, Geology of Central part Sierra de los Órganos. Pinar del Río Province Cuba. *48 pags. 19 figs. Fondo Geológico Nacional. La Habana. Cuba.*

Harlov, D. E., and Austrheim, H., 2013, Metasomatism and Chemical transformation of Rock. *The Role of Fluids in Terrestrial and Extraterrestrial Processes. Lecture Notes in Earth System Sciences. Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2013. DOI 10.1007/978-3-642-28394_4.*

Hattori, K. and Guillot, S. , 2007, Geochemical character of serpentinites associated with high- to ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Alps, Cuba, and the Himalayas: Recycling of elements in subduction zones. *Geophysics, Geosystems. Volume 8, Number 9. Q09010, doi:10.1029/2007GC001594. ISSN: 1525-2027.*

Hernández, L. B. y Barra, F. P., 1997, Hidrogrosularia-Uvarovitass, Vesuvianita y Perovskita: Productos de rodingitización de rocas ultramáficas del área de La Cabaña, IX Región, Chile. *VIII Congreso Geológico Chileno. Actas Vol. II. Secc. Temática, p. 1309-1313.*

Herrera N. M., 1961, Contribución a la estratigrafía de la Provincia de Pinar del Río. *Rev. Soc. Cubana de Ingenieros. Vol. LXI. No. 1,2. pags. 2-24.*

Hill, Patrick. A., 1959, Geology and structure of the north-west Trinidad Mountains, Las Villas Province, Cuba. *Geol. Soc. Amer. Bull., v. 70, p. 1459-1478. Baltimore.*

Huelves Alonso de, J. y Colectivo de autores, 2013, Léxico Estratigráfico de Cuba. Tercera versión. *Inst. de geol. y Paleont. Serv. Geol. de Cuba. La Habana. Cuba. ISBN: 978-959-7117-58-2.*

Karkalis, Ch., 2018, Serpentinization and Metasomatism. (MSc Thesis). *National and Kapodistrian University of Athens. Faculty of Geology and Geoenvironment. Department of Mineralogy and Petrology.*

Khudoley, K. M. and Meyerhoff, A. A., 1971, Paleogeography and geological history of Greater Antilles. *Geol. Soc. Am. Mem. 129, 1-199.*

Khudoley, C. M., Furrázola-Bermúdez, G., 1968, Estratigrafía y fauna del Jurásico de Cuba. *Inst. Cub. de Recursos Minerales. Acad. de Cienc. de Cuba.*

Knipper, A. L. y Cabrera, R., 1974, Tectónica y geología histórica de la zona de articulación entre el mio y eugeosinclinal del cinturón hiperbásico de Cuba. *Public. Especial n. 2. Contribución a la geología de Cuba Instituto de Geol. Acad. de Ciencias de Cuba. 15-77.*

Koutsovitis, P., Magganis, A., Pomonis, P., Ntaflos, Th., 2013, Subduction-related rodingites from East Othris, Greece: Mineral reactions and physicochemical conditions of formation. *Lithos 172–173 (2013) 139–157.*

Large, R. R., Bull, S. W., and V. Malennikov, 2011, A Carbonaceous Sedimentary Source-Rock Model for Carlin-Type and Orogenic Gold Deposits. *Economic Geology, v. 106, pp. 331–358*

López Kramer, J. M., Pimentel, H., Redwood, S., Gandarillas Hevia, J., Pérez Vázquez, R. G., 2008, Depósitos primarios de oro y plata del archipiélago cubano. *Revista Ciencias de la Tierra y el Espacio. No. 9 (2008).*

Macdonald, G. C., 1977, A re-evaluation of the serpentinites and serpentized rocks of the Northwest Trinidad Mountains, Las Villas province, Cuba. *Carleton University. Thesis. Ottawa.*

Maximov. A., Grachev, G., Sosa, R., 1968, Geología y minerales útiles de las pendientes nor-occidentales del sistema montañoso Escambray. (inédito). *Oficina Nacional del Fondo Geológico. La Habana. 188 pags. 16 Anexos.*

Medley, E. W., 1994, The Engineering Characterization of Melanges and Similar Block-in-Matrix Rocks (Bimrocks). *Thesis. Doctor of Philosophy. University of California at Berkeley. 338 pp.*

Millán, G., 1972, Presencia de grandes estructuras de cabalgamiento en la región metamórfica del Escambray. *Acad. Cienc. Cuba. Bol. Actas 2, pp 17-18. }*

Millán, G., 1973, Los dos complejos litológicos existentes en las metamorfitas del Escambray. Provincia de Las Villas. *Acad. Cienc. de Cuba. Bol. Actas No. 3, pp 39-42.*

Millán, G., 1978, Tectónica y metamorfismo de las secuencias mesozoicas de las montañas del Escambray, Cuba. *C. Sc. Tesis, Inst., Física de la Tierra. AN. SSSR. Moscú. 134 pp (en ruso).*

Millán, G., y Somin, M. L., 1981, Litología, estratigrafía, tectónica y metamorfismo del macizo de Escambray. *Editorial Academia. La Habana. 104 páginas.*

Millán, G., Pszczółkowski, A., 1982, Sobre los depósitos más jóvenes de la secuencia metamorfizada del macizo Escambray. *IX Jornada Científica. Inst. de Geol. y Paleont. Academia de Ciencias de Cuba.*

Millán, G. y Somin, M. L., 1985 a, Contribución al conocimiento geológico de las metamorfitas del Escambray y del Purial. *Reporte de Investigación Nº 2. IGP. Academia de Ciencias de Cuba. 74 Pág.*

Millán, G. y Somin, M. L., 1985 b, Condiciones geológicas de la constitución de la capa granito-metamórfica de la corteza terrestre de Cuba. *Pub. Esp. Inst. de Geol. y Paleont. La Habana. 83 p.*

Millán, G.; Díaz-Machín, J., 1988, Estudio de factibilidad de la C.H.A. Centro. Variante San Blas (Capítulo sobre las características geológicas de la región): *Instituto de Hidroeconomía (inédito)*

Millán Trujillo, G., 1990, Evolución de la estructura del Macizo Metamórfico Escambray, Sur de Cuba central. *En D. K. Larue y G. Draper (eds.): Transactions of the 12th Caribbean Geological Conference. St. Croix, U.S. Virgin Island. , Miami Geol. Soc., pp. 82-94.*

Millán G. y Álvarez Sánchez, H., 1992, Geología del sector de La Sierrita. Macizo Metamórfico Escambray. *IGP La Habana y Empresa de Geología de Santa Clara. Cuba (Informe inédito).*

Millán, G., 1997a, Geología del Macizo Metamórfico Escambray. *En G. Furrázola-Bermúdez y K. E. Nuñez Cambra (eds.): Estudios sobre geología de Cuba. Inst. de Geol. y Paleont. Centro Nacional de Información Geológica . La Habana. Pags. 271-289.*

Martyn, E. & Johnson, G. L., 1986, Corrigendum: Geological setting and origin of fuchsite-bearing rocks near Menzies, Western Australia. *Australian Journal of Earth Sciences, 33:3, 373-390.*

Miller, D. P., Marschall, H. R., Schumacher, J. C., 2009, Metasomatic formation and petrology of blueschist-facies hybrid rocks from Syros (Greece): implications for reactions at the slab–mantle interface. *Lithos 107, 53–67.*

Moore, T. E., 1986, Petrology and tectonic implication of the blueschist bearing Puerto Nuevo melange complex; Viscaíno Peninsula, Baja California Sur, Mexico. *In Blueschists and Eclogites. The Geol. Soc. of Am. Memoir 164.*

Muñoz J., N. G., 1976, Contornita y su importancia en facies marinas profundas. *GEOS 21:47. UCV. Caracas.*

Mutti, E., and Nilsen T. H., 1981, Significance of intraformational rip-up clast in deep-sea fan deposits. *I.A.S. 2nd Eur. Mig. Bologna, Abstr.*

Ortiz-Hernández, E., 1999, Petrogénesis de la rodingita del Cretácico Inferior de la Sierra de Guanajato, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. Vol. 16. No. 2. pp. 147-154.*

Palmer, R. H., 1945, Outline of the geology of Cuba. *The Journ. of Geology. Vol. 53. No. 1, pp. 1-34.*

Pardo Echarte, M., Millán, G., Rodríguez, A., 1993, An occurrence of Black Shales in Cuba (manuscrito inédito).

Pardo, G., 2009, Geology of Cuba: *AAPG Studies in Geology No. 58. 73 pag. ISBN 089181065X, 9780891810650.*

Pszczółkowski, A.; Piotrowska, K.; Mycznski, R.; Piotrowski, J.; Skupinski, A.; Grodzicki, J.; Danilewski, D. y Haczewski, G., 1975, Texto explicativo al mapa geológico a escala 1:250 000 de la provincia de Pinar del Río. *Brigada Cubano- Polaca, Inst. Geol. Paleont., Minist. Indust. Bas., La Habana (inédito).*

Pszczółkowski, A., 1976, Stratigraphic- facies sequences of the Sierra del Rosario (Cuba). *Bull. Acad. Polon. Sci., Ser. Sci. Terre, Varsovie, 24(3-4):193-203.*

Pszczółkowski, A., 1978, Geosynclinal Sequences of the Cordillera de Guaniguanico in Western Cuba. Their lithostratigraphy facies development and paleogeography. *Acta Geologica Polonica. Vol. 28. Nº. 1. 96 pags. 32 figs. 6 pls.).*

Pszczółkowski, A., 1999, The exposed passive margin of North America in western Cuba. *En P. Mann (Ed.) Caribbean Basins, (Series ed. K. J. Hsü) Sedimentary basins of the World 4. Elsevier Science B.V. Amsterdam. The Netherlands, pp. 93-121.*

Pszczółkowski, A. and Myczyński, R., 2003, Stratigraphic Constraints on the Late Jurassic-Cretaceous Paleotectonic Interpretations of the Placetas Belt in Cuba. *In C. Bartolini, R.T. Buffler, and J. Blickwede, eds., The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79, p. 101-104.*

Rigassi-Studer, D., 1963, Sur la géologie de la Sierra de Los Organos, Cuba. *Extrait des Archíves des Sciences, Geneve, vol 16, fasc 2. pp 339-350, 11 fig., 1 tbl.*

Sengör , A. M. C., 2009, The Large-Wavelength Deformations of the Lithosphere: Materials for a History of the Evolution of Thought from the Earliest Times to Plate Tectonics. *Geological Society of America Volume 196.*

Spalletti, L. A., 2006, Ftanitas (cherts) y sedimentos silíceos. *Cátedra de Sedimentología, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. 2006-2009.*

Somin, M. L. y Millán, G., 1974, Algunos rasgos estructurales de los complejos metamórficos mesozoicos de Cuba. *Geotektonica, 5, pp.19-30.* (en ruso).

Somin, M. L., Arakelians, M. M., Kolesnikov, E. M., 1992, Age and tectonic significance of high-pressure metamorphic rocks of Cuba. *International Geology Review, 34, No. 2, pp. 105-118.*

Stanik, E., Mañour, J., Ching, R., Suchanek, Z., Shaloupsky, J., Schovanek, P., Valecka, J., Koverdysnsky, B., Mlcoch, B., Zoubek. J., Vyjidak, B., Holak, J., Prochazka, J., Eisenreich, M., Vazquez, C., 1981, Informe del levantamiento geológico, geoquímico y trabajos geofísicos, realizados en la parte Sur de Cuba Central, en las Provincias Cienfuegos, Sancti Spiritus y Villa Clara. *Centro Nacional del Fondo Geológico. La Habana. Cuba. 555 pags. (Inédito).*

Thiadens, A. A., 1937, Geology of the southern part of the province Santa Clara (Las Villas) Cuba. *Geog. Geol. Mededeelingen, Phys. Geol. Reeks, Nº 12, Min. geol. Inst. Rijksuniv; pp.1-69. Utrecht.*

Tolkunov, A. E., Bolotin, I. A., Cabrera, R., Maximov, A. A., Zarianov, D. P., 1974, Regularidades de la distribución y condiciones de formación de los yacimientos tipo “Lentes piritosas” en el anticlinorio de Trinidad. *En: Geología de los yacimientos minerales útiles de Cuba. Publicación Especial Número 3, Instituto de Geología y Paleontología, Academia de Ciencias de Cuba, La Habana.*

Truitt, P. and Brönnimann, P., 1955, Preliminary report on the geology of the Viñales area, Pinar del Río province. *Centro Nac. Fondo Geol., Minist. Indust. Bas., La Habana (inédito).*

Vuagnat, M., 1953, Sur un phénomène de métasomatisme dans les roches vertes du Montgenèvre (Hautes Alpes). *Bull. Soc. franc. Min. Crist., 76, p. 438-450.*

Vuagnat, M., 1959, Preliminary Report on the investigation of ultramafic rocks in Cuba. *Comisión de Fomento Nacional para el mapa geológico de Cuba. La Habana. (Edit. for private circulation). Inst. Cubano de Cartografía y Geodesia. La Habana. 35 pags.*

Wakabayashi, J. and Dilek, Y., 2011, Introduction: Characteristics and tectonic settings of mélanges, and their significance for societal and engineering problems. *Geological Society of America Special Papers 2011;480;v-x doi: 10.1130/2011.2480(00).*

Wassall, H.; Pardo, G., 1952, Geological memorandum HW-II, Sagua-Calabazar, Area. *CNFG. La Habana (inédito).*

Yamamoto, K., 1987, Geochemical characteristics and depositional environments of cherts and associated rocks in the Franciscan and Shimanto Terranes. *Sedimentary Geology, 52(1-2), 65-108, doi:10.1016/0037-0738(87)90017-0.*

Zharikov, V. A., Pertsev, N. N., Rusinov, V. L., Callegari, E. & Fettes, D. J., 2007, Metasomatism and metasomatic rocks. In: Fettes, D. & Desmons, J. (eds.): *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms. New York, Cambridge University Press, 58–69*

Dilemas en la litoestratigrafía y el metamorfismo en la tectónica de mantos del macizo metamórfico Escambray de Cuba central.

Humberto Álvarez-Sánchez 1. Luis Bernal Rodríguez 2.

1. Miramar Mining Corp. República de Panamá (geodoxo@gmail.com). 2. Instituto de Geología y Paleontología. La Habana, Cuba (bernal@igp.minem.cu).

Resumen

A pesar de numerosas investigaciones y considerables avances, varios problemas de la geología del Escambray permanecen sin solución. Las circunstancias que influyen en la situación son diversas, pero resalta la edificación de la estratigrafía, que es determinante en las interpretaciones de la tectónica y las relaciones que ambos aspectos del conocimiento mantienen con el metamorfismo. En particular, estratigrafía y metamorfismo integran el par de categorías que más perduran en una constante ambivalencia. El análisis histórico permite destacar que los fundamentos para la definición de las unidades litoestratigráficas, esenciales para la construcción de los modelos tectónicos, no fueron siempre respetados. Conceptos de gnoseología y posturas filosóficas en la geología; activas en la práctica, por parte de los investigadores provenientes de diversas escuelas o con ciertos perfiles de especialidad, desempeñaron un importante papel en esta antinomia. En un estudio cuidadoso de la información disponible, se nota una influencia exagerada de la percepción del grado metamórfico de las rocas en la definición de las formaciones litoestratigráficas. En consecuencia, la identificación y solución de cartografía de unidades estructurales, llámese nappes, unidades estructuro-faciales o, simplemente, unidades tectónicas y los vínculos que estas puedan mantener con los eventos metamórficos, se han visto obstaculizadas. El propósito de este ensayo es cuestionar, mediante un enfoque crítico, los conceptos diversos que se encuentran en el trasfondo de esta situación, que parece no llamar la atención actual de los investigadores por tratarse de un aspecto nunca abordado en la literatura geológica cubana.

Palabras clave: Contradicciones del par estratigrafía-metamorfismo. Funciones de las unidades litoestratigráficas en la definición de mantos tectónicos. Principios de solución de los dilemas en el Macizo Metamórfico Escambray.

Abstract

Despite numerous investigations and considerable advances, several problems in the geology of the Escambray remain unresolved. The circumstances influencing this situation are diverse, but the construction of the stratigraphy stands out, as it is decisive in the interpretations of tectonics and the relationships that both aspects of knowledge maintain with metamorphism. In particular, stratigraphy and metamorphism form the pair of categories that most endure in a constant ambivalence. Historical analysis reveals that the fundamentals for the definition of lithostratigraphic units, essential for the construction of tectonic models, were not always respected. Concepts of gnoseology and philosophical stances in geology, active in practice by researchers from various schools or with certain specialty profiles, played a significant role in this antinomy. A careful study of the available information reveals an exaggerated influence of the perceived metamorphic grade of the rocks in the definition of lithostratigraphic formations. Consequently, the identification and mapping of structural units, whether called nappes, structural-facial units, or simply tectonic units, and the links they may have with metamorphic events, have been hindered. The purpose of this essay is to question, through a critical approach, the diverse concepts that lie behind this situation, which seems not to attract the current attention of researchers because it is an aspect never addressed in Cuban geological literature.

Keywords: Contradictions of the stratigraphy-metamorphism pair. Functions of lithostratigraphic units in the definition of tectonic nappes. Principles for solving the dilemmas in the Escambray Metamorphic Massif.

Introducción.

Desde 1992 se renueva el interés por la geología de esta región, mediante numerosos trabajos dedicados al Escambray (Millán, 1992, 1996; 1997a, 1997b); tesis académicas (Grevel, 2000; Despaigne Díaz, 2009; Sommer,

2009) y publicaciones en la prensa internacional (Somin *et al.* 2005; Grafe *et al.* 2001; Schneider *et al.* 2004; Grevel *et al.* 2006; Stanek *et al.* 2006; García-Casco *et al.* 2006; Hattori & Guillot, 2007; Maresch *et al.* 2012).

Los resultados de estos aportes, podrían sugerir que parte sustancial de los problemas geológicos están resueltos, restando algunos complementos de investigación. Esta posible deducción, seguro que se alejaría con amplitud de la realidad. 20 años de trabajo en el Macizo Metamórfico Escambray, con la participación de expediciones binacionales, institutos cubanos e investigadores académicos; contados antes de 1992 y los siguientes arriba citados, no han conseguido una solución definitiva de sus complejidades geológicas.

Estratigrafía, metamorfismo y tectónica. Sus relaciones de supeditación e interdependencia, persisten como problemas actuales, en lo concerniente a la definición de las unidades de roca, su historia metamórfica y la delimitación de sus conjuntos tectónicos regionales. En esta circunstancia, subyacen conceptos de metodología y filosofía que, sin una clara percepción de su gran influencia, provocan discrepancias en los resultados de investigaciones, realizadas sobre iguales objetos geológicos; hasta el extremo que se ha llegado a la configuración de estancos de conocimiento, que quizá resultarán imposibles de reconciliar en la práctica sin un trabajo adicional y específico destinado a ese fin.

Un examen diligente de la información, evidencia que la intensidad, tipo y distribución en el espacio del metamorfismo, dominó el pensamiento de algunos investigadores con preferencia sobre los principios de la cartografía de las unidades litoestratigráficas. Para ciertas secciones de la columna estratigráfica, la resultante condujo a una sobreestimación exagerada de la significación del grado metamórfico de las rocas sobre el concepto clásico para distinguir una formación litoestratigráfica; hasta arribarse al punto de desistir de un criterio homogéneo para definir una formación; en casos dependiente de la litología constituyente y en otros del estado de recristalización de sus componentes. Algo que llegó a convertirse en un estilo de trabajo en este macizo. Sin negar en lo absoluto la importancia del estudio de la evolución metamórfica, este problema gravita de forma negativa en el desciframiento cartográfico de la tectónica de nappes, en la delimitación de nappes individuales y, entonces, en sus vínculos con el metamorfismo. Hechos que han determinado un cierto estancamiento en el conocimiento de este territorio.

Sin una estratigrafía detallada, argumentada con la observación rigurosa de reglas uniformes; ejecutada con tiempo exhaustivo y elevada pericia; no hay modelo tectónico final que pueda construirse y someterse a discusión. En nuestra opinión parte de los grandes problemas sin resolver en el Escambray, en gran medida giran en torno a la construcción de la estratigrafía. Si se cree que esta sentencia encierra alguna exageración, ya desde el pasado se percibía la realidad de problemas en este campo¹, por más que el fragmento citado abajo encierra un cierto *quid pro quo*, en relación al contenido de este párrafo.

Como puntualización concisa de la materia en cuestión: Si el metamorfismo no impide seguir una formación de roca a través del espacio geológico ni consigue que su correlación organoléptica se haga impracticable; no se necesita definir una nueva unidad litoestratigráfica. El grado metamórfico no determina la distinción de formaciones, sino en los casos previstos en las reglas de la cartografía; cuando cambios en la categoría estratigráfica son provocados por el metamorfismo (p.e. cambio de la categoría litoestratigráfica a litodémica). Si una unidad de rocas, cartografiada por sus características litológicas esenciales, que la definen como tal; por ejemplo, una formación, caracterizada por su litología y por su edad (si fuera posible, aunque no indispensable); transgrede unas fronteras metamórficas; no por esa causa pierde la propiedad de ser reconocida como tal. En cambio, si la transformación metamórfica avanzó hasta el punto en que es imposible asociarla a una sección del corte litoestratigráfico de referencia; entonces puede llamarse un litodema bajo el cumplimiento de ciertos requisitos. Si así fuera, esta nueva categoría permitiría tratarla como un cuerpo de cartografía; susceptible de seguirse en el espacio geológico; estudiar los elementos de su contacto con otras unidades; del mismo modo que para una formación.

Debe entenderse que los parámetros petrológicos provenientes de muestras puntuales de las unidades de roca, que indican parámetros T-P; no obstante que resultan datos importantes, tampoco constituyen rasgos

¹ “Una solución más adecuada de la estratigrafía del macizo dependerá de una nueva cartografía de la región aprovechando la experiencia acumulada que además contemple la búsqueda de fósiles y un desciframiento más acabado de su complicada estructura interna. Esta cartografía tendría que acompañarse necesariamente con un estudio petrológico sistemático que permita definir bien el carácter de la zonación metamórfica ya que con los datos que actualmente se poseen no se puede descartar totalmente la posibilidad de la ocurrencia de nappes superpuestos con diferente grado (y tipo) de metamorfismo, lo cual implicaría una mayor complicación de la estructura interna y estratigrafía del macizo”. (Millán y Somin 1985a).

determinantes en la definición de formaciones litoestratigráficas; en tanto puedan seguirse como cuerpos definidos; como puede ocurrir en dos secciones geológicas distantes; pero con un perfil estratigráfico-facial común, aunque diferentes en su grado metamórfico o incluso contrastantes en su intensidad por alguno de los parámetros P-T, o por todos; en tanto ello no impida su correlación fundamentada y su cartografía práctica.

Por ejemplo: Las Formaciones Jagua y Guasasa (Oxfordiano-Kimmeridgiano) de la Unidad Mestanza (Piotrowska, 1972, 1978), en las metamorfitas de la Faja Cangre (Somin y Millán, 1981; Millán, 1988) en el borde meridional de la Sierra de Los Órganos de Cuba occidental; muestran una recristalización y reducción de potencia considerable y están metamorfizadas en la facies de los esquistos verdes² (Millán, 1972; Millán y Somin, 1976). Las micritas oscuras de estas unidades se encuentran convertidas en calizas sericíticas, moscovíticas marmóreas, fétidas en localidades, con una grafitización incipiente en las calizas estratificadas de la Formación Jagua (Truitt y Brönnimann, 1955-56; Pszczółkowski, 1985; Cáceres Govea y Cruz Gámez, 2009). Jagua contiene finas intercalaciones de rocas volcánicas básicas (metabasitas, tufitas cataclásticas) (Piotrowski, 1977, 1987). Situación similar presenta la Formación Ancón (Paleoceno-Eoceno Inferior) en la Faja Cangre, también perteneciente a la Unidad Mestanza; cuyos estratos de protolito calcáreo, derivados de micritas coloreadas por óxidos, fueron convertidas en calizas sericíticas cristalinas foliadas, reducidas de potencia con gran intensidad (Pszczółkowski, ibid.). A pesar de tales cambios en el perfil litológico causados por el metamorfismo; su situación en un manto tectónico independiente de las unidades típicas de la Sierra de Los Órganos; no ha determinado que las Formaciones Jagua, Guasasa y Ancón de la Unidad Mestanza, se consideraran formaciones diferentes de sus equivalentes frescos en la Sierra de Los Órganos; allí carentes de tales particularidades; ya que las observaciones permiten reconocer los rasgos macroscópicos esenciales que identifican a esas unidades en ambos complejos estructurales.

El metamorfismo en la construcción estratigráfica del Escambray.

Un análisis crítico centrado en la estratigrafía del Escambray, puede situar en el foco de atención la esencia de los problemas que hemos señalado. Con este fin, la definición de las formaciones de la base de la columna estratigráfica, ilustra de manera inmejorable las contradicciones entre los conceptos de grado metamórfico y estratigrafía y demuestra como la violación de las reglas estratigráficas, durante el establecimiento de nuevas formaciones; determinaron notables inconsistencias en la nomenclatura estratigráfica del Escambray.

Durante los 70s del pasado siglo, Millán (1973,1978); Millán y Somin (1976) realizaron un trabajo pionero de indiscutible mérito en la construcción de la estratigrafía del Escambray, carente de nombres estratigráficos formales en aquella temprana etapa. Es así que Millán y Somin comienzan por introducir el nombre Naranjo³ (de una localidad de la Cúpula de Trinidad) para sustituir el termino "Esquistos metaterrígenos" por el nombre "Grupo Naranjo" (informal), aplicable a la "*gran mayoría de las secuencias metaterrígenas del Escambray, equivalentes metamorfizados de la Formación San Cayetano del Jurásico Inferior hasta Oxfordiano Inferior de la Sierra de Los Órganos*". El nombre "Naranjo", más tarde, se emplea por Millán y Somin⁴ (1981); pero ahora en la definición de la nueva Formación Naranjo; con Localidad Tipo a 4.8 km del caserío El Naranjo (Cúpula de Trinidad), al Oeste de Topes de Collantes; dentro de la Zona Metamórfica 1 (Millán y Somin, 1981); donde los afloramientos muestran una recristalización moderada y abundan los restos de estratificación graduada en las metaareniscas. Los autores señalaron que varias secciones en la Zona Metamórfica 1, no contenían intercalaciones; pero otras localidades presentaban metasilicitas, secciones calcáreas y apovulcanógenas (Miembro Felicidad). La Sección Cotipo⁵, en

² En realidad, la Unidad Mestanza carece de un estudio completo sobre el grado metamórfico de cada uno de sus componentes. Se ha prestado mucha atención a las rocas verdes de la Formación Arroyo Cangre, rocas donde se han determinado parámetros de alta presión, pero no a las rocas carbonatadas que también contienen intercalaciones. De manera que no se sabe a ciencia cierta, hoy día, cual es el verdadero grado metamórfico general de las formaciones carbonatadas. (Nota de los Autores).

³ The Naranjo Group was named; the "Series of Crystalline Schists" by Thiadens (1937), the "Crystalline Schists of the Trinidad Series" by Hatten *et al.* (1958), the Trinidad Formation by Khudoley and Meyerhoff (1971), and the Naranjo Group by Millan (1978). In 1981 Millan and Somin described it as a Formation. In 1985 Millan and Somin assigned new formation names to the different parts of this unit. In view that the Naranjo Formation name appears in the 1988 Geologic Map, while some of the new units do not, it will be treated as a "group." (Somin *et al.* 1992).

⁴ Millán, G., y Somin, M. L., 1981, Litología, estratigrafía, tectónica y metamorfismo del macizo de Escambray, Editorial Academia. La Habana. 104 páginas.

⁵ Coordenadas: N 250.95 y E 597.70 y N 250.25 y E 600.70; de la Hoja Cumanayagua 1:50,000 (4182-II).

cambio, fue establecida en la Zona Metamórfica 3 (de más alto grado), en el borde externo de la Cúpula de Trinidad; donde "*la recristalización de las rocas es total, se presentan solo granos de circón detrítico relicto*" y los esquistos metaterrígenos muestran "*cuerpos aparentemente concordantes de rocas cristalinas*", tales como anfibolitas, glaucofanitas y zoisitas.

Al parecer, bajo la influencia de una percepción de la significación de estos contrastes en el grado metamórfico de ambas secciones en espacios separados, pertenecientes a la misma Formación Naranjo, los autores citados conciben a continuación elevarla de rango a "**Grupo Naranjo**" (Millán y Somin (1985a); unidad compuesta, ahora, por dos formaciones metaterrígenas denominadas Formación Loma La Gloria y Formación La Chispa y con la distinción de una nueva formación, denominada Formación Cobrito (Millán y Somin, *ibid.*); compuesta por esquistos calcáreos con lechos de metabasitas, y otros esquistos cristalinos.

La Formación La Chispa sustituiría los cortes de la "Formación Naranjo" en la parte central de las cúpulas, en la Zona Metamórfica 1 (moderado) y borde externo de la Zona 2 (intermedio) y Loma La Gloria ocuparía el lugar de las secciones metaterrígenas, pero con un grado metamórfico acentuado, exclusivas de la Zona Metamórfica 3 (intenso), donde las intercalaciones en los metaterrígenos alcanzan un grado de recristalización coherente con la zona metamórfica. Una razón adicional se basaba en la supuesta localización de las formaciones metaterrígenas en dos unidades separadas por contactos tectónicos; supuesto que aún de ser correcto dejaría lugar a la pregunta: ¿Cual significado estratigráfico podría esto tener? Pero de forma algo inesperada, por la ausencia de una fundamentación suficientemente explícita, durante la proposición de la elevación de rango de la Formación Naranjo; unidad definida en la Cúpula de Trinidad (occidental), donde todos sus atributos fueron establecidos y discutidos; el Área Tipo y la Sección Tipo del nuevo Grupo Naranjo, fueron trasladadas por completo a la parte Norte de la Cúpula de Sancti Spiritus (oriental).

Al tratar de entender esta acción; al seleccionar el Área Tipo del Grupo Naranjo en la Cúpula de Sancti Spiritus; allí el corte de Norte a Sur, desde la faja de mayor grado metamórfico hacia la de menos; estaba formado por Loma Gloria, Cobrito y La Chispa (con los esquistos verdes Felicidad), por ese orden, mediante supuestos contactos estratigráficos de transición (Millán y Somin, *ibid.*) (Figura 1). La interpretación de una transición se basaba en que la Formación Cobrito, emparedada entre los metaterrígenos, contenía intercalaciones granato-glaucofánicas (eclogíticas) que, hacia el Sur, desaparecían para sustituirse por la Formación La Chispa con los Esquistos Verdes Felicidad; de donde deducían que tal comportamiento representaba una transición de grado metamórfico entre Loma La Gloria, Cobrito y La Chispa subyacente; concediendo de este modo, de nuevo, un papel determinante al metamorfismo en la definición de las unidades litoestratigráficas.

Pero en la Formación Cobrito, al Norte y Este de la Cúpula de Sancti Spiritus, en unos esquistos calcáreos, fueron encontrados restos de radiolarios (Millán y Somin, 1985a; Somin *et al.* 1992), que según Furrázola-Bermúdez y de La Torre (en Millán y Somin, 1985ab) podrían ser restos de *Spumellaria spp.*, y *Nasellaria (¿?) spp.* En otras localidades de la región, fragmentos de mármoles dolomíticos de la Formación Cobrito, contenían moldes similares a *Cadosina (?) sp.* y formas segmentadas, comparables a *Globochaete alpina (?)*: ambas del Jurásico Superior a Neocomiano; según Furrázola-Bermúdez (en Millán y Somin, 1985b). Hacia la Zona Metamórfica 2, donde las eclogitas se sustituyen por esquistos verdes lawsoníticos, estratos de la Formación Cobrito, al SW de la Cúpula de Sancti Spiritus; contenían restos mal preservados identificados por Furrázola-Bermúdez (op cit.) como *Calpionellidae o Chitinoidea*, que indicarían una edad Jurásico Superior a Cretácico Inferior (Neocomiano). Además, en muestras de esquistos calcáreos de la Formación Cobrito, en el borde Norte de la Cúpula de Trinidad, tomadas por Álvarez-Sánchez (en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986); A. Snopkova, del Instituto Dionis Stur de Bratislava, determinó restos de palinomorfs del Jurasico Superior-Cretácico Inferior; coincidente con todas las estimaciones de edad para la Formación Cobrito arriba citadas, a partir del hallazgo de microfauna, atribuible a ese rango de edad en la Cúpula de Sancti Spiritus.

Es decir; en fecha muy poco posterior a la proposición del Grupo Naranjo (Millán y Somin, 1985a; Diciembre de 1985); surgieron evidencias de una edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior para la Formación Cobrito; diferente a la proposición previa (Jurásico Inferior y Medio); en plena coincidencia con la primera suposición de los autores

mencionados (Millán y Somin, 1981) que consideraron, correctamente primero, a los esquistos calcáreos como posibles equivalentes del Grupo San Juan; unidad que abarca el intervalo desde el Oxfordiano Medio hasta el Cretácico temprano.

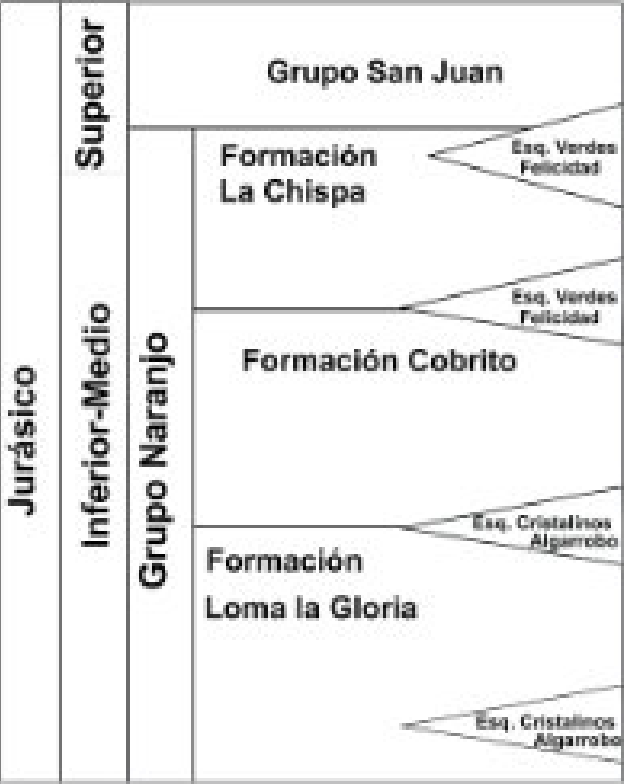


Figura.1. Posición de las unidades del Grupo Naranjo en la Cúpula de Sancti Spiritus, según el concepto original de Millán y Somin (simplificado de Millán y Somin, 1985a).

Por otra parte, la posición estratigráfica de la Formación La Chispa sobre Cobrito no se justificó en las pruebas de campo. Más tarde fue aclarado (Millán y Somin, 1985b) que, aunque la Formación Cobrito ocupaba una posición intermedia entre Loma La Gloria y La Chispa, el contacto de La Chispa sobre Cobrito es tectónico y no estratigráfico. Es decir, en la exposición de Millán y Somin (tanto en 1985a, como en 1985b), los hechos invalidan la sucesión estratigráfica supuesta para definir el Grupo Naranjo. De modo que, Millán y Somin en 1985 (1985b) apenas unos meses posteriores a la proposición del Grupo Naranjo, proponen su invalidación.

La pregunta inevitable es: ¿cual sería ahora el destino del concepto "Formación Naranjo", de aceptarse esta proposición?

Complicaciones adicionales en el Grupo Naranjo.

Millán y Somin en (1985b) publican, de una forma en extremo abreviada, tres nuevas formaciones litoestratigráficas en el Escambray: Formación Herradura; Formación La Llamagua y Formación Boquerones. Las dos primeras, compuestas por metaterrígenos pertenecientes a los cortes sobre todo jurásicos y la Formación Boquerones, calcárea, de edad probable principal del Jurásico Superior. Estas nuevas Formaciones se reportan localizadas en los bordes externos de las cúpulas, exceptuando La Llamagua, que se describe para la zona central de la Cúpula de Trinidad.

¿Cual es el origen de estas formaciones metaterrígenas, La Llamagua y Herradura?

Esta Formación "La Llamagua", como se aprecia, es por completo equivalente a una parte de la abandonada Formación Naranjo. De ella heredó la misma localidad tipo y estratotipo. Como con claridad indican Somin y Millán

(1985b); la Formación La Llagueta se desprende de la Formación La Chispa (Millán y Somin, 1985a, pag. 17), como una facies metaterrígena pura distribuida hacia el centro y Sur de la Cúpula de Trinidad. La Llagueta descansa bajo la Formación Narciso del Oxfordiano del Grupo San Juan (Millán y Myczynski, 1979) en contacto estratigráfico (Figura 2).

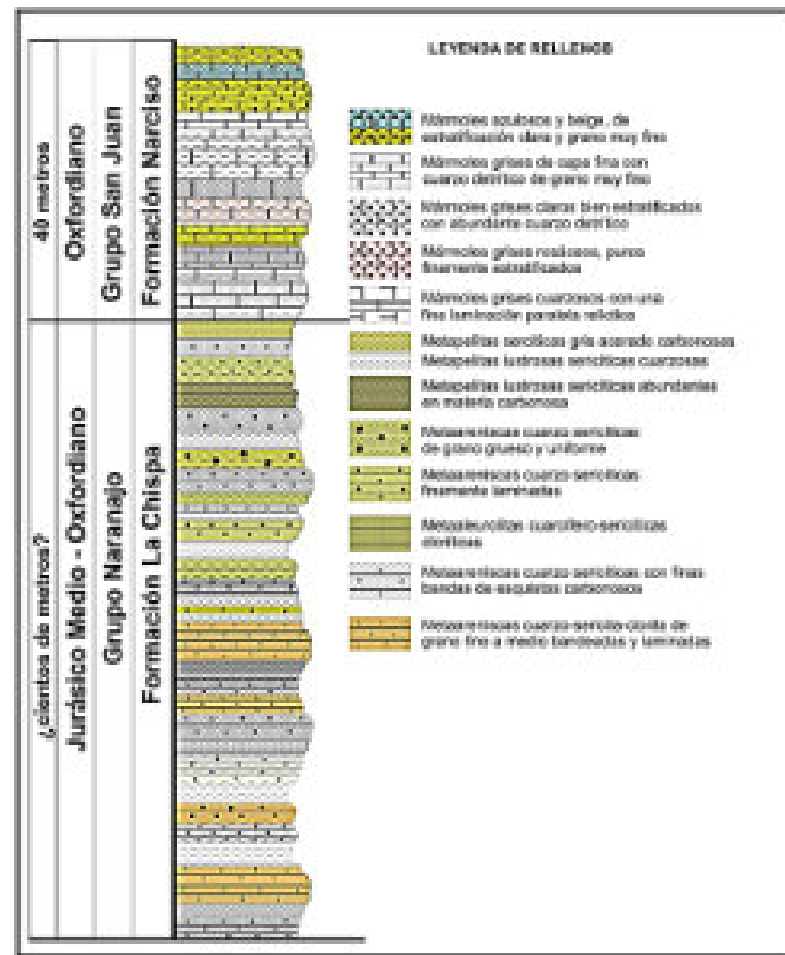


Figura.2. Columna estratigráfica de la Formación La Chispa en la región Sur-occidental de la Cúpula de Trinidad en su posición real (Álvarez-Sánchez; 1991). Región de Yaguanabo-La Sierrita, denominada Formación La Llagueta (Millán y Somin, 1985b).

En tanto, la denominada Formación "Herradura" (Figura 3), como se ve, es un equivalente protolítico "idéntico" de La Llagueta, pero de mayor grado metamórfico y, según Millán y Somin (1985b, página 17) el corte de la denominada Formación Herradura *"corresponde con la sección cotipo descrita para la antigua Formación Naranjo"*, en la zona de más alto grado metamórfico. En ese contexto, Herradura, en la localidad de su desarrollo en el borde externo de las cúpulas, se describe descansando bajo la (ahora), llamada Formación Boquerones (de Millán y Somin, 1985b). Boquerones es un equivalente litológico estrecho de la Formación Cobrito (de Millán y Somin, 1985a); de hecho, es la misma Formación Cobrito, según nuestra opinión más adelante y también de Millán y Somin al inicio⁶).

En secuencia de tiempo: La gran unidad metaterrígena primero fue nombrada "Grupo Naranjo" (informal). Después se llamó "Formación Naranjo". A continuación fue dividida en Formación La Chispa para las Zonas Metamórficas 1 y 2 y Formación Loma La Gloria para la Zona 3 de mayor grado metamórfico. Ambas fueron elevadas a la categoría de Grupo Naranjo, con la suma de la Formación Cobrito; pero con sus localidades ahora trasladadas a la Cúpula de S. S. Finalmente el concepto de Grupo Naranjo se propone abandonarlo (Millán y Somin, 1985b).

⁶ Cabe señalar que en esta área se destacan unas relaciones estratigráficas muy claras entre estos esquistos cuarcíferos y una secuencia de rocas carbonáticas que por sus características responde a la Fm. Cobrito (Millán y Somin, 1985a, pag. 17).



Figura.3. Afloramiento de esquistos metaterrígenos cuarcíferos micáceos y metapelitas micáceas con vetas de cuarzo de secreción; en la proximidad del Hotel Hanabanilla. Extremo Norte de la Cúpula de Trinidad. Localidad referida a la "Formación Herradura": Unidad Tectónica La Carlota (según Álvarez-Sánchez y Dublan; 1986) o Cuarta Unidad Tectónica de Orden Principal, según Millán, 1997a). Foto cortesía de A. García Casco.

En conclusión: La Formación Naranjo, abandonada de nombre y también de sitio; fue **"exhumada"** bajo los nombres: "La Llagueta y Herradura". La llamada "facies" de la Formación La Chispa (Millán y Somin, 1985a), de la parte central de la Cúpula de Trinidad es, en todos los aspectos, equivalente a la abandonada Formación Naranjo, con las mismas localidades tipo, estratotipo y cotipo. Así, las Formaciones La Llagueta y Herradura (Millán y Somin, 1985b), según Millán, (comunicación escrita, 2012) *"son idénticas en su composición; la primera con menos grado metamórfico"*. De esta afirmación se deriva un corolario estratigráfico: Si sus litologías son idénticas, **entonces se trata de la misma formación**: Un claro y evidente retorno a la misma situación de 1981.

Formación Boquerones.

Aceptada como Formación Cobrito en Millán y Somin (1985a) y Álvarez-Sánchez (en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.* 1986), Boquerones (Millán y Somin, 1985b) consiste de esquistos calcáreos, mármoles, metasilicitas y algunas metavulcanitas, expuesta en el borde Norte de ambas cúpulas, en transición sobre la llamada Formación Herradura (Unidad 6 de Millán y Somin, 1985b). Pero, en esas localidades "Boquerones" (Figura 4) carece de diferencias significativas con la Formación Cobrito (Figura 5): Ni en la litología esencial, ni en su aspecto en masa, ni en las intercalaciones; ni siquiera en su aspecto parecido a un flysch (Millán y Somin, 1985b, página 15).

Para mayor abundamiento, en cualquiera de las zonas metamórficas donde aflora, presenta el mismo conjunto de microfauna (Norte de la Cúpula de Sancti Spiritus; Norte de la Cúpula de Trinidad, Río Caracusey; Sureste de la Cúpula de Trinidad), que establece una edad coincidente para todas las secciones, aunque la edad no sea un factor determinante, pero influyente sin duda alguna en este caso. De hecho Boquerones es indistinguible de la Formación Cobrito. Opinión muy similar que también parece ser sostenida por Somin⁷ *et al.* (1992).

⁷ The Loma la Gloria Formation north of the Sancti Spiritus Mountains includes Caracusey lithofacies, a thin packet composed of dark gray marble (often with a peculiar brecciform texture) containing numerous silicate (including metabasite) layers, among which garnet-glaucophane schist and paragonite eclogite predominate..... Fossils of Nasselaria (Albailalaria) radiolarians were found by Somin and Millan in carbonate rocks analogous to those of the Caracusey lithofacies but belonging to the Boquerones unit [19]. (Somin *et al.*, 1992).



Figura.4. Esquistos calcáreos de la Formación Cobrito en el área de Boquerones. Periferia norte de la Cúpula de Trinidad, al Norte de la Mina Carlota (Foto H. Álvarez-Sánchez. 1983).



Figura.5. Esquistos calcáreos de la Formación Cobrito en la región Norte de la Cúpula de Sancti Spiritus; considerados como "Formación San Juan" en Stanik *et al.* (1981) (Foto de B. Koverdinsky, en 1980. Expedición Escambray I).

En la Formación Cobrito, las intercalaciones, observadas de lugar a lugar; ora como esquistos verdes, granato-anfibólicos o eclogitas; o su falta; como de hecho ocurre en diferentes cortes; no cambia su composición esencial, que no se basa en tales intercalaciones. Tampoco cierto grado de más intensa recrystalización, visible en localidades, produce cambios significativos en el aspecto organoléptico de la unidad; condición básica en la definición de una formación litoestratigráfica, que no depende de su edad, ni del tiempo consumido en su construcción, ni de la historia geológica relacionada, ni del mecanismo de su formación; sino de la litología observable y esencial y su viabilidad de ser delimitada en cartas geológicas. Si la Formación Cobrito, muestra

algunas variaciones de su grado metamórfico⁸; en tanto sus rasgos característicos y propios se mantienen reconocibles; no tiene justificación ni utilidad práctica⁹ distinguirla como una formación diferente, sin importar si aflora en una unidad tectónica "de orden superior", "nappe", o "zona metamórfica" caracterizada por sus parámetros.

De acuerdo con lo anterior, surgen varias cuestiones a considerar, que parecen inevitables, de donde estimamos que se pueden sustentar los siguientes juicios de términos:

- La Formación La Llagua (Millán y Somin, 1985b y en Franco Álvarez *et al.*, 1992, pag. 291) es la misma Formación La Chispa.
- La Formación Herradura (Millán y Somin, 1985b y en Franco Álvarez *et al.*, 1992, pag. 258) es la misma Formación La Chispa; o la Formación Loma La Gloria¹⁰, o es cualquiera de las dos; si aceptamos los criterios de mayor grado metamórfico y presencia variable de ciertas intercalaciones, empleados por sus autores.
- La Formación Boquerones (Millán y Somin, 1985b y en Franco Álvarez *et al.*, 1992, pag. 125) es la misma Formación Cobrito.

Luego, ¿qué pueden ser, en esencia, las Formaciones Loma La Gloria y La Chispa¹¹? Su litología es muy similar. Sus protolitos son idénticos en la práctica: La Chispa en las Zonas metamórficas 1 y 2. Loma La Gloria en la Zona 3 y en la transición a la Zona 2 en la Cúpula de Sancti Spiritus (Millán y Somin, 1985a, pag. 11). Ambas contienen manifestaciones vulcanógenas básicas; recrystalizadas en condiciones de alta a muy alta presión en un caso y en el otro, en su mayoría, en la facies de los esquistos verdes, pero también de alta presión. Ambas yacen bajo la Formación Cobrito, en una relación estratigráfica normal e incluso de transición. La asociación entre Formación Loma La Gloria y Formación La Chispa con la Formación Cobrito es íntima y regular en ambas cúpulas.

Luego; La Chispa y Loma La Gloria, ¿pueden ser el mismo intervalo estratigráfico original, diferenciado solo por encontrarse en distintas posiciones respecto al agente principal y mecanismo del metamorfismo? Luego, las Formaciones La Chispa, La Llagua y Herradura ¿pueden resultar tres formaciones diferentes? ¿Existe suficiente justificación para diferenciar unidades tectónicas, basándose en la presencia en ellas de una misma formación, pero nombrada de un modo diferente? ¿O el nombre diferente es producto de la intención de fundamentar a la unidad tectónica? La distinción de unidades tectónicas ¿se basa en el contenido estratigráfico o en el grado metamórfico?

Con el fin de ilustrar la realidad del problema y lo sustancial de lo cuestionado; cabe recordar que la Expedición Escambray I (Stanik *et al.* 1981) unificó la totalidad de los metaterrígenos jurásicos del Escambray bajo el nombre de Formación Sopapo; sin que las diferencias en el grado metamórfico y la correspondiente transformación de las rocas subordinadas en cada región, fuera obstáculo para separarla, cartografiarla y deducir conclusiones estructurales en gran parte acertadas sobre la historia geológica de este macizo; realizada por parte de geólogos cuya experiencia directa en la región se encuentra fuera de toda discusión.

⁸ **Roca metamórfica.-** Las formaciones constituidas por rocas metamórficas de bajo grado (definidas a propósito como rocas en las cuales las estructuras primarias son claramente reconocibles) son, iguales que las formaciones sedimentarias, diferenciadas principalmente por sus características líticas. Las facies minerales pueden cambiar de un lugar a otro, pero estas variaciones no requieren de la definición de una nueva formación. (Artículo 24. Inciso C. CEN).

⁹ Para ser válida, una nueva unidad debe cumplir con un propósito claro y estar adecuadamente propuesta y descrita; además la intención de establecerla debe ser especificada (pag. 10). Artículo 5.- Propósito y Utilidad. CEN.

¹⁰ Somin (Somin *et al.*, 1992) en su descripción de la Formación Loma La Gloria, indica lo siguiente: *Tracing of the Caracusey lithofacies to tile west and the east indicates that this lithofacies is replaced by carbonate metallysch unit, the Cobrito Formation, which is widespread in Escambray 2. Fossils of Nasselaria (Albaillelaria 2) radiolarians were found by Somin and Millan in carbonate rocks analogous to those of the Caracusey lithofacies but belonging to the Boquerones unit [19]. 'The difference between this unit and the Loma la Gloria Formation consists only in a lack of metabasite bothes and a finer alternation of rocks of different composition; the basic lithological background, degree of metamorphism and structure are identical.* (Boquerones Unit es la Unidad 6 de Millán y Somin, 1985b. (Nota de los Autores).

¹¹ La más polémica es La Chispa que para mi no está bien representada ni caracterizada. Los sectores internos del Escambray representados como esa formación en una y otra cúpula tienen que cartografiarse mejor Al respecto, en los cortes internos de ambas cúpulas, que es donde está representada La Chispa, el grado de meteorización es más intenso. Me preocupa que dentro de La Chispa realmente existan distintas formaciones difíciles de representar por el grado de meteorización. (Millán, carta de fecha 7-05-2012 a Humberto Álvarez).

Si renunciamos al convenio de aceptación universal, que establece que cualquier geólogo visitante, después de cierta familiarización, pueda identificar las formaciones litoestratigráficas, con solo la inspección de los afloramientos y también diferenciarlas con eficiencia; llegaremos al caos. Observaciones críticas sobre el reconocimiento de campo en la estratigrafía del Escambray, ya se han producido (Stanek *et al.* 2006); sin que al citarlas esto signifique que las compartimos en todos los aspectos de su formulación, en gran parte no debidamente justificadas.

Es evidente que la esencia del problema consiste en lo que puede llamarse "**magnificación del papel del metamorfismo**" en la definición de las unidades de la categoría de formación litoestratigráfica. Unas veces el grado metamórfico se toma como el factor determinante para la definición de las diferencias y fronteras entre unidades litoestratigráficas. Otras y en el mismo espacio, el papel principal se adjudica a la litología, propiamente dicha.

De nuevo: Si dos unidades de nappe, muestran grados metamórficos diferentes, pero poseen un perfil estratigráfico-facial equivalente o el mismo y el grado de metamorfismo contrasta y esto no impide equiparar sus perfiles litoestratigráficos constituyentes durante la cartografía; puede no existir suficiente justificación para nombrar otras unidades litoestratigráficas nuevas, en uno de ellos, solo por esa circunstancia. Incluso, si la equivalencia de los respectivos perfiles es estrecha y las unidades de nappe ocupan un mismo nivel estructural y solo contrastan entre ellas por transgredir zonas metamórficas limítrofes, su distinción en dos unidades de nappe diferentes, puede ser errónea, o en todo caso simple convención o motivada por alguna intención de reflejar con mayor claridad la estructura local, supuesto que no es estrictamente geológico; pero no una realidad física.

En realidad, los problemas asociados a una final definición de los mantos tectónicos del Escambray, se encuentran en estrecha relación con la sección estratigráfica basal. Y no puede eludirse que existen numerosos motivos de duda respecto a la definición sin ambigüedades de las formaciones metaterrígenas. Un ejemplo elocuente es la historia de la Formación Naranjo (Millán y Somin, 1981), su eliminación posterior y sustitución por las Formaciones Loma La Gloria y La Chispa (Millán y Somin, 1985a), a causa de las incoherencias litológicas y la importancia atribuida por sus autores al grado metamórfico, en dos regiones separadas de sus afloramientos.

El ejemplo que hemos utilizado para la anterior exposición se limita a las formaciones metaterrígenas jurásicas. Sin embargo, en un trabajo de mayor extensión, sería posible incluir en el análisis una parte de las formaciones de las secciones medias (Grupo San Juan) y cimeras (Grupo La Sierrita), tarea que debe realizarse en el futuro.

No es nuestro propósito aquí, argumentar porque la unidad Grupo Naranjo debe mantenerse a pesar de todo; sino destacar la violación de las reglas de nomenclatura estratigráfica, en el establecimiento de nuevas unidades; sus características distintivas críticas que deben cumplirse, por cuya omisión se crean importantes problemas en la nomenclatura estratigráfica del Escambray, con repercusión directa en la aclaración de la estructura tectónica, como se refleja a continuación.

Estratigrafía y unidades estructurales.

Durante años se realizan esfuerzos por profundizar en la división de unidades tectónicas del Escambray. Millán y Somin (1985ab) presentaron las primeras ideas al respecto. También fue intentado durante la Expedición Escambray II¹². El proceso continua por Millán (1990, 1997a) con la esperanza de establecer una base para la consiguiente separación y cartografía de los nappes; como juntos emprendimos en 1991 para un sector patrón de la Cúpula de Trinidad (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, inédito). Es así que, en trabajos sucesivos, se conciben tres agrupamientos diferentes de unidades, tanto en su número¹³ como en su perfil estratigráfico facial.

¹² En Escambray II existe un mapa tectónico de la parte Norte del Escambray (Mapa Tectónico Esquemático. Anexo 14) donde se distinguen dos Unidades Tectónicas: Unidad Tectónica Carlota y Unidad Tectónica Crucecitas. La Unidad Tectónica Carlota comprende los nappes con las formaciones metaterrígenas del Jurásico, la Formación Cobrito, los Esquistos Algarrobo y rocas cristalinas. La Unidad Tectónica Crucecitas los nappes y escamas con las formaciones del Grupo La Sierrita y parte de los mármoles del Grupo San Juan. El Mélange Los Guapos de matriz antigorítica y otros cuerpos de serpentinitas y rocas verdes, separan ambas unidades. (Nota de los Autores).

¹³ Millán emplea los términos "unidades tectónicas"; "unidades estructurales" "unidades litotectónicas" (en un trabajo inédito) y finalmente "unidades tectónicas de orden principal (Nota de los Autores).

En Millán y Somin (1985b) se propuso una división de "unidades tectónicas" del macizo Escambray: En concreto, 6 unidades tectónicas para la Cúpula de Trinidad. 6 unidades para la Cúpula de Sancti Spiritus. 8 unidades tectónicas en total, según las equivalencias. Con el fin de intentar comprender el sentido de esta división, cabe recordar que, en el trabajo citado, estas unidades tectónicas no son equivalentes con las llamadas "Zonas Metamórficas", definidas con anterioridad o mencionadas en trabajos anteriores (Millán y Somin, 1976; Millán y Myczyński,, 1979; Millán y Somin, 1981; 1985ab; Stanik *et al.*, 1981; Dublan y Álvarez-Sánchez, *et al.*, 1986), si bien Millán y Somin (1985b) establecen ciertas relaciones con dichas zonas metamórficas (Tabla 1).

Tabla. 1. Resumen de Unidades tectónicas del Macizo Metamórfico Escambray según Millán y Somin (1985b).

Unidades tectónicas Cúpula de Trinidad.	Unidades tectónicas Cúpula de Sancti Spiritus.	Formaciones	Zona metamórfica
1	-	La Llamagua. Narciso. Mayarí	1
2	-	Loma Quivicán. Charco Azul. La Sabina. Yaguanabo. El Tambor. Collantes.	2
3	3	Mármoles del Grupo San Juan, (Mayarí más abundante)	2
4?	4?	La Chispa	2 y 1
5	5	Loma La Gloria. Esquistos Algarrobo. Cobrito.	3 y 2
6	6	Herradura. Boquerones	3
-	7	Anfibolitas Yayabo	3
-	8	Cobrito	2

Estas "Unidades Tectónicas", ¿son nappes?; ¿son restos de zonas litológicas faciales? No es posible encontrar una aclaración a esta pregunta en el citado trabajo (1985b), donde se realiza este primer intento de división. De hecho los conceptos alrededor de estas unidades tectónicas fueron de nuevo descritos y modificados en dos trabajos posteriores por Millán (1990) y Millán (1997a).

En efecto. En el trabajo de 1990, presentado a la 12 Conferencia Geológica del Caribe, Millán denomina a estas unidades estructurales (unidades estructurales = mantos tectónicos) como "nappes" (6 nappes principales). En este trabajo, la Unidad 1 deviene ahora en sustitución de la unidad 6 de Millán y Somin (1985b). La unidad 2, a su vez, ahora sustituye a las unidades 5 y 7 y; la unidad 3 resulta la unidad 2 de la división de 1985b. Al final las unidades 4, 5 y 6, equivalen a las anteriores unidades 3, 4 y 1 (Tabla 2).

Tabla. 2. Resumen de Unidades estructurales del Macizo Metamórfico Escambray según Millán (1990).

Unidades estructurales. Cúpula de Trinidad.	Unidades estructurales. Cúpula de Sancti Spiritus.	Formaciones integrantes	Zona metamórfica y/o transiciones.
1	1	Herradura. Boquerones.	3
2	2	Loma La Gloria. Cobrito. Esquistos Algarrobo. Anfibolitas Yayabo.	3 (a 2)
3	—	Collantes. Loma Quivicán. Charco Azul. La Sabina. Yaguanabo. El Tambor.	2 (a 1)
4,5,6	4,5,6	La Chispa. Grupo San Juan. La Llamagua.	1 (a 2)

Millán (1997a) retoma a continuación la división en unidades (Tabla 3) (primero tectónicas; más tarde estructurales y de nuevo "tectónicas), ahora denominadas "Unidades Tectónicas de Orden Principal"; pero esta vez, en número de 4 (Figura 6). La "Primera Unidad Tectónica de Orden Principal" (definida en ese trabajo como integrada por 8 nappes de mayor orden, por lo menos); concuerda en su contenido litoestratigráfico con las unidades 1 y 2 de Millán y Somin (1985b) (ver Tablas 1 y 3).

Tabla. 3. Unidades estructurales del Macizo Metamórfico Escambray según Millán (1997a).

Unidades Tectónicas de Orden Principal.	Formaciones integrantes	Zona metamórfica y/o transiciones.
Primera Unidad Tectónica de Orden Principal	La Llamagua. Grupo San Juan. Los Cedros ¹⁴ . Loma Quivicán. La Sabina. Yaguanabo. El Tambor.	1
Segunda Unidad Tectónica de Orden Principal	La Chispa. Grupo San Juan. Cobrito. Los Cedros. Loma Quivicán. La Sabina. Yaguanabo. El Tambor ¹⁵ .	1 (a 2)
Tercera Unidad Tectónica de Orden Principal	Loma La Gloria. Cobrito. Anfibolitas Yayabo. Esquistos Algarrobo. (Mélange formado por esquistos Algarrobo, eclogitas, antigorinitas).	3
Cuarta Unidad Tectónica de Orden Principal	Herradura. Boquerones. Los Cedros. La Sabina.	3?

La Segunda Unidad Tectónica de Orden Principal, compuesta según Millán por 6 mantos de orden mayor, por lo menos; reúne las formaciones de las unidades 2, 3, 4, 5 y 8 de Millán y Somin (1985b) y también, ahora, las formaciones de la unidad 2 de Millán (1990).

La Tercera Unidad Tectónica de Orden Principal, coincide ahora con el contenido de las unidades 5 de Millán y Somin (1985b) y 2 (de Millán, 1990). La Cuarta Unidad Tectónica de Orden Principal corresponde, en parte, con la unidad 6 de Millán y Somin (1985b) y con la unidad 1 de Millán 1990, pero contiene otros elementos añadidos.

Resulta difícil llegar a una comprensión clara del origen de los cambios y ajustes en la composición litoestratigráfica de las unidades tectónicas (nappes) y en el número de ellos. Se puede asumir que estas sucesivas adiciones, substracciones y cambios, es el producto de la marcha natural del progreso. Sin embargo, el progreso necesita acreditarse con investigaciones en el terreno, para cada caso y explicaciones suficientes sobre los motivos inherentes; pero en realidad, nuevas investigaciones con el detalle suficiente, abarcadoras del total del ámbito regional, no se realizan en muchos años.

Existencia de la tectónica tangencial y los intentos de su definición.

A pesar de que una estructura de mantos tectónicos en el Escambray es materia discutida desde la época de Stanik y los trabajos de Millán y Somin de los 70s y 80s y las descripciones de estos autores tempranos proporcionan algunos conceptos sobre su composición interna y sus fronteras (Millán y Somin, 1995ab; Millán, 1990, 1997a); no deja de ser una generalización, basada en los rasgos de ciertas localidades y escasas pruebas concretas.

Ninguno de los trabajos previos realizados en esta región (Thiadens; 1937; Hill, 1959; Maximov, *et al.*, 1968; Bolotin *et al.* 1970; Tolkunov *et al.* 1974), algunos de ellos con levantamiento de mapas regionales de detalle; presentó información de desciframiento de este tipo de estructuras o la suposición de que existieran¹⁶. Sin embargo, a pesar de la disponibilidad de mapas geológicos de escala media que contienen suficientes detalles y de otros locales con un alto grado de resolución (Figura 2, Millán, 1997); hasta hoy no existe un mapa completo de los mantos tectónicos del Escambray, con una nomenclatura apropiada, secciones de sus integrantes rocosos y diagramas de sus parámetros dimensionales. Incluso, en la actualidad, no se registra en la literatura una sección regional representativa con cierto detalle, de los mantos tectónicos del Escambray, fuera de la representada en la Figura 9, de Iturralde-Vinent (1994, pag. 17), preparada por Álvarez-Sánchez (1993).

Esto no significa que la tectónica de mantos se niega en este trabajo. Opinamos que constituye la verdadera estructura básica del Escambray. Sin embargo, las consecuencias que se derivan de la situación descrita en las páginas anteriores, que se resume en las contradicciones entre la definición litoestratigráfica y metamorfismo, no

pueden dejar de reflejarse en la definición de los límites, las dimensiones de las unidades tectónicas mayores, el número de nappes individuales y su estilo tectónico.

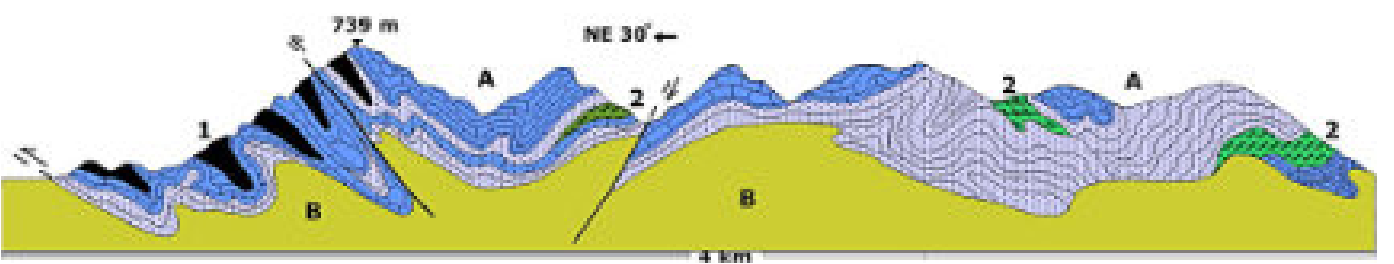


Figura.6. Manto Tectónico Monforte en las Lomas de San José, al Sur-Oeste de la Cúpula de Trinidad. A. Formaciones Loma La Gloria y Cobrito con metamorfismo de alta presión (esquistos glaucofánicos y eclogitas frescas: 1 y retrogradadas: 2). B-Yacente integrado por formaciones del Grupo La Sierrita (Yaguanabo, La Sabina; El Tambor), metamorizadas en la facies de los esquistos verdes de alta presión. (Según Álvarez-Sánchez, 1992, inédito).

Existen lugares en el Escambray donde la inversión estratigráfica, por causa de tectónica tangencial se ha descrito con fundamentos¹⁷. Entre ellos se encuentran sitios donde con todo detalle, esto se puede observar en un corte por completo aflorado. Sirva de ejemplo, la localidad de las Lomas de San José en La Sierrita, al SW de la Cúpula de Trinidad (recuadro 1 en la Figura 10), donde las Formaciones Loma La Gloria y Cobrito (de edad jurásica principal), descansan a lo largo de kilómetros sobre las Formaciones Yaguanabo, La Sabina y El Tambor, (de edad cretácica principal) (Figuras 6 y 7). O donde la Formación La Sabina se observa cabalgada por la Formación Cobrito (Jurásico Superior-Cretácico Inferior) (Figura 8); o en el sitio de un esplendido ejemplo de apilamiento de escamas tectónicas que yace por completo expuesto, como en la región de El Nicho, al Sur de la Mina Carlota (Figura 9).

El traslado tectónico de los nappes; ya sea que antecedió al metamorfismo o que ambos eventos, traslado y metamorfismo, coincidieran en el tiempo¹⁸, tuvo una dirección preferente que aún se desconoce, a causa de que varias fases de metamorfismo y varios eventos de plegamiento, con removilización de los mantos tectónicos, agregan más complicación. Este cuadro representa lo esencial de la estructura tectónica de este macizo, sin considerar las deformaciones adicionales por fallas sufridas en conjunto, durante la formación de las cúpulas. No se sabe si los nappes del Escambray son, en gran medida, paraautóctonos; de modo que las unidades más bajas, con cierta probabilidad no se han despegado de su substrato. O si, al contrario, la aloctonía es completa y la columna de mantos carece de una relación primaria con su actual yacente. O si existe una combinación de ambas situaciones. Y cualquier opinión al respecto, hoy por hoy, es pura especulación; tanto a favor como en contra, a causa de que ninguna información directa supera en esta región 500 m de profundidad, a partir de la cual todos los datos son estrictamente provenientes de los campos físicos.

En términos especulativos, es posible que los nappes inferiores del Escambray sean del tipo "mantos plegados". Los nappes más elevados, pudieron ser mantos de empuje en su etapa temprana. Incluso, bajo el aumento de las pendientes durante el ascenso del núcleo metamórfico, pudieron desarrollarse deslizamientos gravitacionales, como forma eficiente en el demantelamiento de la cobertura tectónica (Alvarez-Sánchez, 1991). Algunas de esas unidades reconocidas como mantos, pero con desplazamiento desconocido, se enmarcan por fajas de mélangé tectónico.

¹⁴ Los Cedros es una nueva formación definida por Millán y Álvarez-Sánchez (1992, inédito). Ver también Franco Álvarez et al., 1992. (Nota de los Autores).
¹⁵ En esta segunda unidad también se exponen las mismas formaciones cretácicas reseñadas en la primera unidad (Millán, 1997a, pag. 277).
¹⁶ Thiadens (1937) fue el primer geólogo que sometió a discusión este tema, que pudo conducirlo a la primera interpretación de la existencia de nappes en el Escambray. Sin embargo, las limitaciones en el conocimiento de la región se lo impidió (Nota de los Autores).

¹⁷ "Como apoyo a la posición estratigráfica invertida sirven los siguientes hechos: a) La Loma San José y sus alrededores, situada al sureste del poblado La Sierrita, está formada por una placa de mármoles de la f. San Juan, sobre la cual aparecen aislados restos de la f. Sopapo. Esta placa está casi completamente rodeada por la f. Yaguanabo, que aflora a un nivel más bajo. Los elementos de yacencia indican que esta formación se encuentra debajo de los mármoles y esto además está confirmado por la presencia de ellas en las ventanas erosivas de esta zona. (Stanik et al., 1981; pag. 50).
¹⁸ Millán y Somin refieren (Millán y Somin, 1985 a y b y Millán, 1990) contactos tectónicos premetamórficos entre nappes y a contactos postmetamórficos; también entre nappes. Millán y Somin (1981) interpretaron la estructura formada por nappes premetamórficos y la zonación metamórfica como resultado posterior, de manera que no existirían saltos de grado en la zonación. Stanik (et al. 1981) al contrario consideró que los nappes son posteriores al metamorfismo y estas unidades, ya metamorizadas, remontaron desde la profundidad, así la zonación debe ser "a saltos" e invertida, como es coherente con ese último concepto. (Nota de los Autores).



Figura.7. Perspectiva del Macizo de La Sierrita, región SW de la Cúpula de Trinidad, mirando desde el NE. Paquete de nappes de complicada construcción. La unidad cimera es el Nappe Monforte (Álvarez-Sánchez y Millán, 1992) con metamorfismo eclogítico, descansando sobre el Nappe La Sierrita, de esquistos verdes de alta presión.

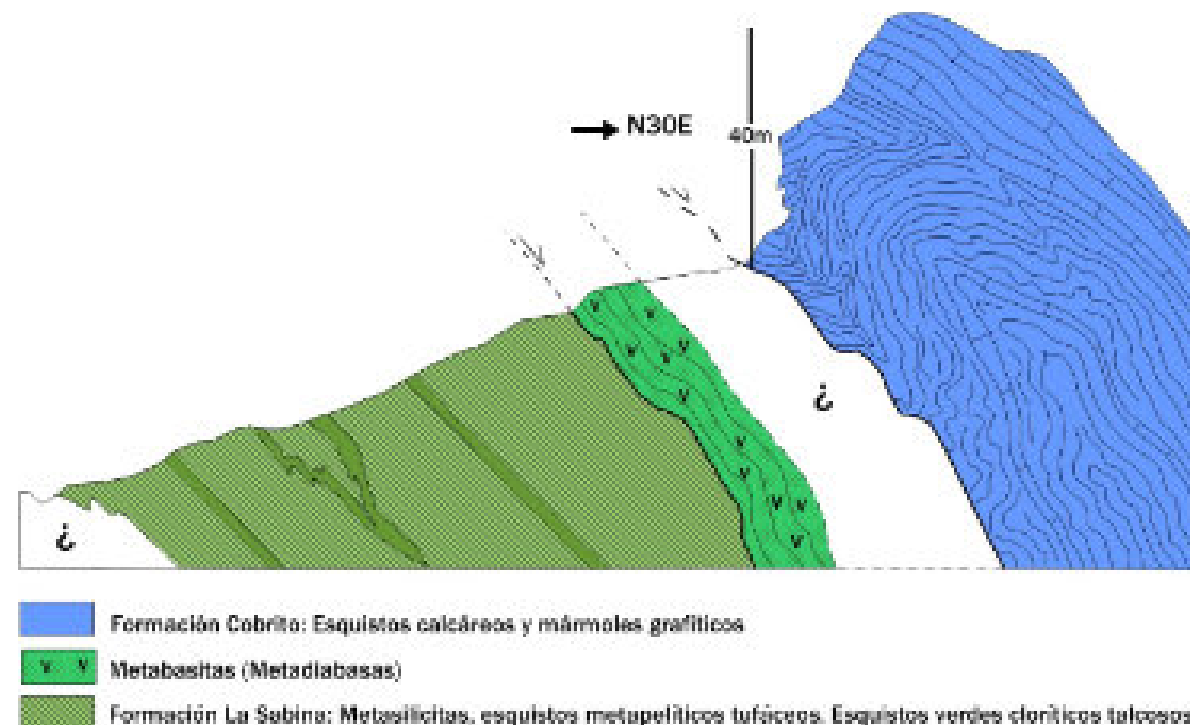


Figura. 8. Cabalgamiento de la Formación Cobrito (Jurásico Inferior a Cretácico Inferior) sobre la Formación La Sabina (Cretácico Inferior?) en la región de El Mamey, parte Norte de la Cúpula de Trinidad (Según Álvarez-Sánchez, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.* 1986).

En conclusión, lo cierto es que la imagen actual que poseemos del Escambray, no contiene una cartografía de resolución de las unidades físicas de nappe¹⁹. Y es así que se puede afirmar que las campañas de levantamiento de mapas geológicos en esta región han fracasado en finalizar esta principal tarea y se deduce que el trabajo realizado en cuanto a este tema, no es suficiente.

Es evidente que se requiere un análisis adicional con intervención de muchos elementos, entre ellos la geofísica regional, el perfil geoquímico detallado de las unidades de rocas, nuevas campañas de cartografía y la comparativa precisa con los macizos de Isla de Pinos y Guaniguanico. Esto no se ha hecho y en la actualidad, como se ha dicho, tampoco se conocen datos directos de la composición del basamento Escambray; aunque, como se puede demostrar, existen indicios significativos al respecto que deben intervenir en la consideración del problema.

Estilos y dimensiones.

Como se sabe, existen muchos estilos de tectónica de mantos. No tenemos en geología una "canónica" para un manto tectónico genérico. Todos los mantos tectónicos, de un modo u otro, son específicos. Las secciones estratigráficas integrantes, las relaciones con el yacente, la morfología de la unidad, el desplazamiento relativo y el estado interno de las láminas rocosas; o el metamorfismo en los complejos recrystalizados; son muy importantes variables de cualquier ecuación. La edad de las rocas y la cronología del desplazamiento, así como los mecanismos desencadenantes son esenciales en su definición. La suma de estos conocimientos, permite la delimitación cartográfica de las fronteras y constituyen las bases fundamentales de la aclaración de lo ocurrido y de la confiabilidad de las conclusiones.

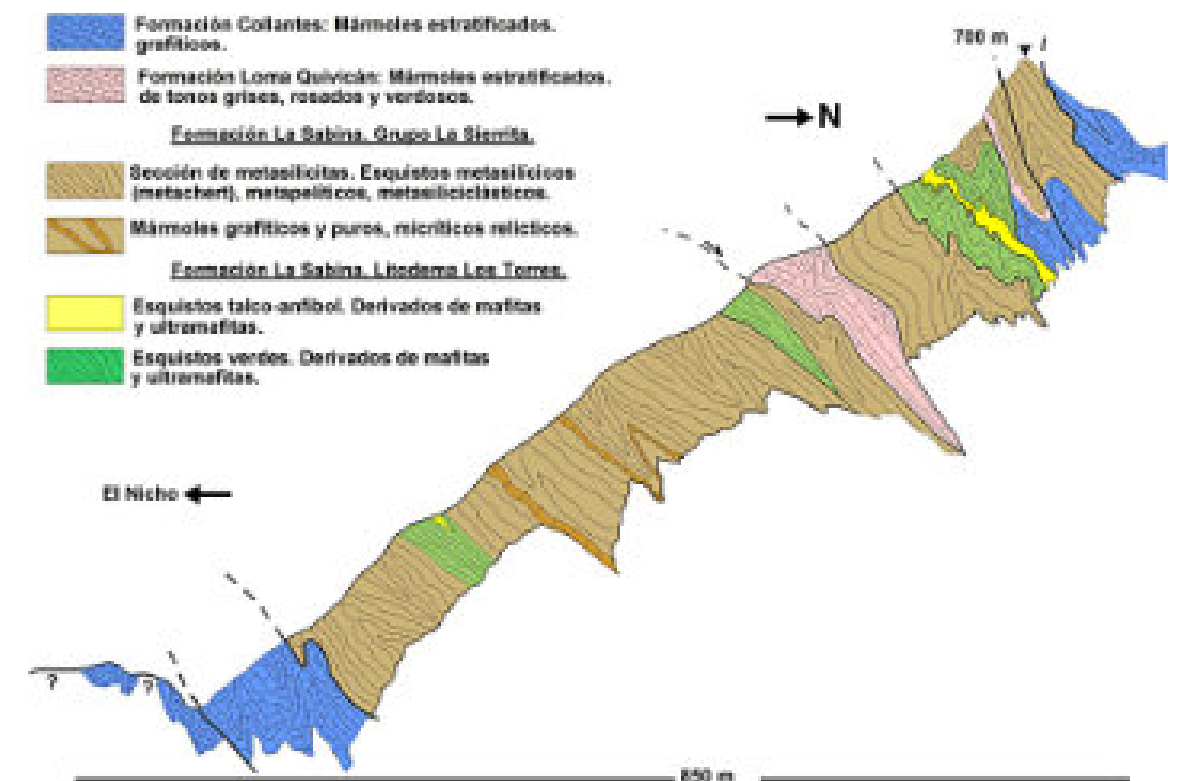


Figura. 9. Estructura de escamas tectónicas en la región de El Niche, al SE de la Mina Carlota. Parte Norte de la Cúpula de Trinidad (Según Álvarez-Sánchez, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986).

¹⁹ Las observaciones estructurales demuestran que el estilo de las deformaciones es similar en diferentes unidades tectónicas del macizo. Sin embargo, aún no está definido el carácter de su estructura nappe-escamada, principalmente en el caso de las deformaciones premetamórficas y los nappes sinmetamórficos (Millán y Somin, 1985b, pag. 36).

Es de lamentar que todos estos requisitos existen solo en el nivel especulativo, con buenas demostraciones parciales; solo locales y restringidas a sectores determinados del Escambray. Un hecho notable que no tiene una buena explicación, pero que da que pensar sobre las posibles causas

Precisamente respecto a dimensiones, una precaución muy importante a tener en cuenta es el sentido práctico de la división de unidades de orden superior. Los Alpes y otras cordilleras con una marcada estructura tangencial, fueron modelos en la construcción de la tectónica de nappes y sus parámetros dimensionales y estilos. En los Alpes, es empleada una división en "superunidades"; entre ellas las superunidades Helvética; Penninica y Austroalpina: Cada una contiene varios nappes de distinta configuración y estilo. Pero estas superunidades alpinas se extienden por más de 240.000 km², mientras que el área aflorada del Escambray, disponible para establecer categorías dimensionales, es minúscula en comparación. Luego; porque no se ha probado el continuo geológico entre (al menos) el Complejo Metamórfico Pinos y el Escambray, aunque tal vínculo es altamente probable²⁰; resulta demasiado para denominar unidades tectónicas "de orden principal" en cualquiera de los dos dominios metamórficos o para la suma de ambos.

Lo referido a las dimensiones de las unidades tectónicas no es insustancial. El término "**Unidad Tectónica de Orden Principal**" es ambiguo sin una explicación previa de su contenido. Ya la terminología de unidades geológicas en Cuba, cuenta con una larga historia de creación de "categorías regionales", bastante discutidas: Entre ellas: Zona Estructuro-Facial (Khudoley y Meyerhoff, 1971); Unidades Tectonoestratigráficas (UTE) (Álvarez-Castro *et al.* 1998); Asociaciones Estructuro Formacionales (AEF) (Quintas, 1992); Terreno Tectonoestratigráfico (Quintas y Blanco; 1993; Blanco y Proenza, 1994; Iturralde-Vinent, 1994). En las regiones con mantos tectónicos bien identificados se cuenta con muchas otras terminologías variadas (ver Hatten, 1957; Ducloz y Vuagnat, 1962; Rigassi-Studer, 1963; Piotrowka, 1978 y otros) aplicadas a zonas lineales de estructura tangencial y a mantos tectónicos concretos.

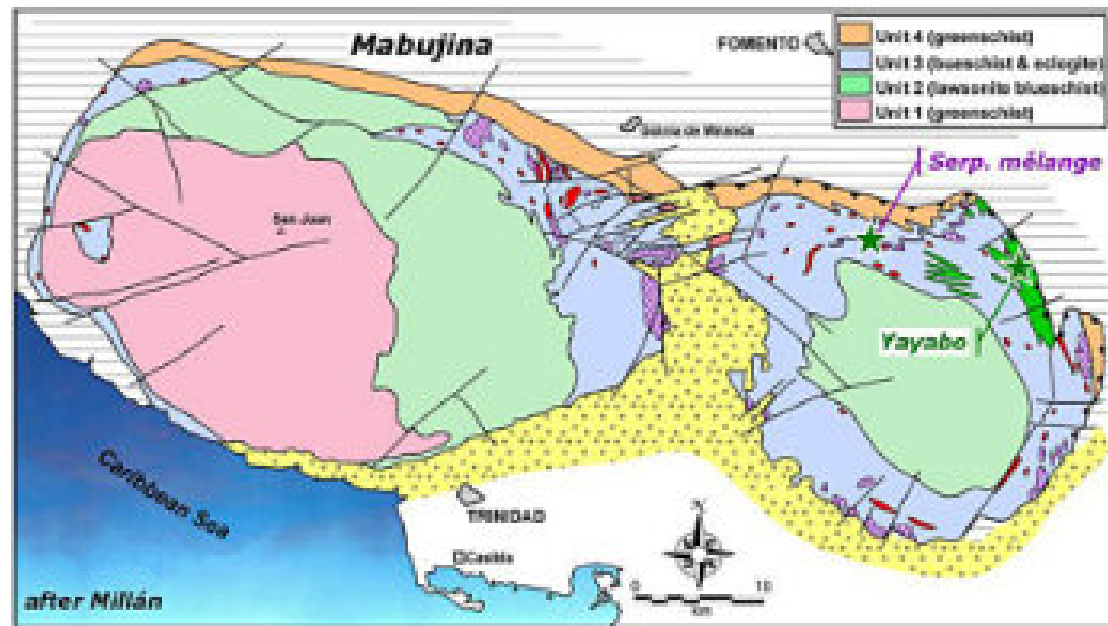


Figura.10. Unidades Tectónicas de Orden Principal según Millán (1997a; modificada por García-Casco *et al.* 2006). En amarillo punteado la Cuenca de Trinidad. El recuadro 1 corresponde con la Figura 7 en este trabajo.

Como puede advertirse de la Figura 10, las denominadas "unidades tectónicas de orden principal" delimitan en realidad, zonas de grado metamórfico. Pero queda claro que la mayoría de las unidades mencionadas (tectónicas, estructurales, nappes) se encuentran definidas de forma problemática o con un grado de incertidumbre considerable. Sus límites reales, con excepción de localidades específicas, refleja con claridad un esfuerzo neto provisional.

²⁰ Muchos autores mencionan esta relación y posible continuo (Thiadens, 1937; Baie, 1970; Boitteau y Michard, 1974; Millán y Somin, 1976; Draper & Barros, 1994; Pardo, M. *et al.* 1989; Blanco Moreno y Proenza Fernández, 2000; Cobiella, 2005; Cobiella-Reguera y Olóriz, 2009; García-Casco, com. escrita, 2016).

Según datos de cartografía detallada en áreas locales de la Cúpula de Trinidad es posible apreciar que "las zonas de metamorfismo" no son por necesidad equivalentes a unidades físicas de mantos tectónicos y escamas-nappes con un perfil estratigráfico-facial propio²¹. En términos más simples; ocurre que las zonas de metamorfismo regional conocidas en la actualidad "cortan" unidades de nappes²². Es decir, los mantos tectónicos no coinciden con las llamadas zonas metamórficas²³ llamadas "concéntricas" en ciertas regiones y el perfil estratigráfico de los nappes, por supuesto, tampoco. Si esta condición se puede generalizar al resto del Escambray mediante una cartografía de mayor detalle, es tarea del futuro. Al respecto cada estudiante de la geología del Escambray puede extraer sus propias conclusiones.

Luego, las subdivisiones de nappes integrados por rocas metamórficas en el Escambray, según nuestro punto de vista²⁴, dependen de las siguientes definiciones generales:

- Un nappe, como unidad material, puede constituirse por unidades litoestratigráficas y limitarse a una zona de P-T determinada; o sus límites pueden transgredir las fronteras entre zonas metamórficas, en tanto su identidad pueda continuar reconociéndose. Por lo general un nappe tectónico es un cuerpo de cierta geometría con un eje longitudinal mayor, delimitado, al menos, por una superficie mecánica inferior y otra superior de la misma naturaleza o por el corte de erosión y contiene una sección estratigráfica específica.
- Un nappe puede estar integrado por unidades litoestratigráficas reconocibles y contener, además, litodemas, como parte de sus secciones constitutivas. O puede estar constituido solo por litodemas, en tanto sus límites puedan ser definidos y su desplazamiento respecto a las unidades contiguas pueda ser determinado.

Si una masa de rocas de extensión regional se conforma por fragmentos de escamas con diferentes parámetros P-T, adquiridos en sitios apartados del dominio geológico, que terminan unidos a causa de desplazamientos tangenciales en una unidad material, las diferencias en el grado metamórfico de sus componentes testimonian el mecanismo de su origen. Si su grado de deformación final es extremo pueden ser llamados un mélange tectónico. Si las deformaciones no son extremas y las unidades que lo integran pueden ser distinguidas de forma individual, entonces es una unidad perteneciente a la segunda de las definiciones dadas. En todo caso se trata de fronteras conceptuales poco definidas y depende del entendimiento personal. No hay reglas al respecto.

Como un nappe, en cualquiera de las definiciones; contiene o puede contener formaciones o litodemas, o ambos; son, casi siempre, heterogéneos y, por tanto, un hecho de conocimiento trivial. Todos los nappes del Escambray son litológicamente heterogéneos y la mayoría desplazados sucesivamente en diferentes niveles de recrystalización de sus rocas integrantes a lo largo de su desarrollo material y cronológico. Por eso el intento de delimitar una unidad de nappe, concediendo prioridad principal a sus parámetros de T-P en el Escambray; lo único que ha conseguido es delimitar unidades, por fronteras caracterizadas por unas cifras de T-P (y P-T-t, según el caso) dentro de ciertos rangos determinados; testigos de ciertos procesos físico-químicos enlazados con ciertas condiciones de deformación tectónica. No son unidades materiales "manejables" de rocas, cuando no se dispone de una estratigrafía real y una delimitación precisa de sus límites materiales unitarios.

²¹ Se debe tener en cuenta además que pueden existir unidades con el mismo grado de metamorfismo aunque sus protolitos pueden ser diferentes y viceversa (Despaigne Díaz, 2009).

²² La notable falta de correspondencia entre la configuración de las megaestructuras de cúpulas (y su zonación metamórfica concéntrica), y la disposición irregular de las diferentes secuencias litológicas dentro del macizo. Esto se destaca principalmente en la presencia de numerosos puentes litológicos (compuesto cada uno por un mismo horizonte, ya sea de un mismo tipo de mármol o de secuencias de esquistos metaterrígenos) que atraviesan o cortan abruptamente distintas zonas metamórficas. (Millán y Somin, 1981, p.56).

²³ Los datos obtenidos comprobaron los resultados de Somin y Millán de que la zona tiene una zonalidad metamórfica invertida (la zona de metamorfismo más elevado está en la franja marginal de las antiformas Trinidad y Sancti Spiritus) y que su rumbo es diagonal al rumbo de los estratos. Stanik *et al.* 1981.

²⁴ Para García-Casco (com. pers. 2015): Un nappe se define por dos contactos mecánicos en los cuales ha ocurrido un fuerte desplazamiento que han posicionado al nappe en cuestión adyacente a otros nappes u unidades geológicas autóctonas, para autóctonas o aloctonas. Lo que haya dentro de ese nappe, en sentido litológico y/o metamórfico, es circunstancial y no es importante para la definición del nappe. Una vez definido el nappe de esta manera (puramente estructural), el desciframiento de su estructura interna depende esencialmente de cuestiones igualmente mecánicas (pliegues, lineaciones, etc). En esta tarea puramente estructural se utilizan por igual criterios litológicos (formaciones, litodemas) y petrológicos (condiciones P-T e historia P-T-t).

Sin duda alguna, la petrología, geoquímica y cronología absoluta; son herramientas indispensables para resolver problemas específicos de las regiones metamórficas con estructuras-nappes y la aplicación de estos métodos, de forma razonable, está fuera de discusión. La cuestión inquietante, desde nuestro punto de vista en esta situación de conceptos contrastantes es: ¿el desciframiento de su estructura interna la haremos depender de definir unidades de grado metamórfico, o unidades materiales de nappe integrados por formaciones, formaciones y litodemas, o litodemas; separadas por superficies mecánicas reales que forman parte estricta de su definición?

Ejemplo de las consecuencias. Discusión.

Como damos mucha importancia a esta cuestión y creemos que es sustancial para avanzar en el conocimiento de los problemas, citaremos un párrafo completo de un grupo de autores (Stanek *et al.* 2006) que, en época más reciente, dedicaron un trabajo al Escambray:

[La evolución de las ideas sobre el complejo Escambray esbozado aquí destaca las dificultades asociadas con la búsqueda de subdivisiones significativas para las pilas de nappes heterogéneas de rocas metamórficas. Los conceptos modernos indican que, el análisis de la temperatura-presión-tiempo (P-T-t) son indispensables para la reconstrucción de series de rocas con historias metamórficas similares en unidades manejables y para diferenciar estos de unidades con historias contrastantes. Sin embargo, un estudio multi-parámetro interdisciplinario debe acompañar a este enfoque. Se requiere la caracterización del protolito porque rocas con muy diversos orígenes pueden haber sido amalgamadas en una etapa temprana y por lo tanto mostrar historias metamórficas similares. Por el contrario, las rocas con orígenes similares pueden haber seguido muy diferentes trayectorias PT durante la subducción, acreción y exhumación. Los problemas de escala y de precisión de P-T-t, complican todos estos esfuerzos. Unidades reconocibles a gran escala pueden en sí mismos ser críticamente heterogéneas, y la escala de una discontinuidad tectónica puede ser difícil de determinar, especialmente si las rocas de tipo protolítico y grado metamórfico similar resultan ser yuxtapuestas.]

En este párrafo se resumen la mayoría de los problemas discutidos en este trabajo, sobre la definición de unidades de roca, su metamorfismo y el grado de conservación de sus propiedades primitivas. La interpretación de las propiedades de unidades litológicas grandes determinadas por parámetros petrológicos-metamórficos, provenientes de muestras localizadas e incluso los mismos principios de base para la definición de mantos tectónicos en el macizo.

Stanek *et al.* (2006) presentan una subdivisión de los mantos tectónicos del Escambray en la Cúpula de Sancti Spiritus, en tres unidades denominadas: Pitajones; Gavilanes y Yayabo.

En particular, la unidad Yayabo es reconocida como una escama-nappe independiente desde mucho tiempo atrás (Millán y Somin, 1981; Stanik *et al.* 1981; Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.* 1986; Millán, 1992; 1996; 1997a) representativa de un vulcanismo basáltico casi puro y edad jurásica presumible. No obstante, Yayabo, supuesto como el nappe más alto del paquete de mantos del Escambray (Stanik *et al.* *ibid*; Grafe *et al.* 2001), es una afirmación sin fundamentos: Basados en el contacto de las anfibolitas Yayabo con las anfibolitas Mabujina y su reelaboración mutua, que ocurre solo en la parte oriental de la Cúpula de Trinidad, los autores citados realizan esta suposición. De hecho, esto es una circunstancia pura incidental en la geología de este macizo. Otras unidades del Escambray también se han "yuxtapuesto" con la unidad Mabujina. Entre ellas Cobrito, Loma La Gloria, La Chispa, El Mélange Los Guapos; el Litodema Algarrobo. Alrededor del Escambray, la mayor parte de las unidades del Escambray hacen contacto con Mabujina (o viceversa). Otros cuerpos de Yayabo, tanto en la cúpula oriental como en la occidental no mantienen contacto alguno con Mabujina.

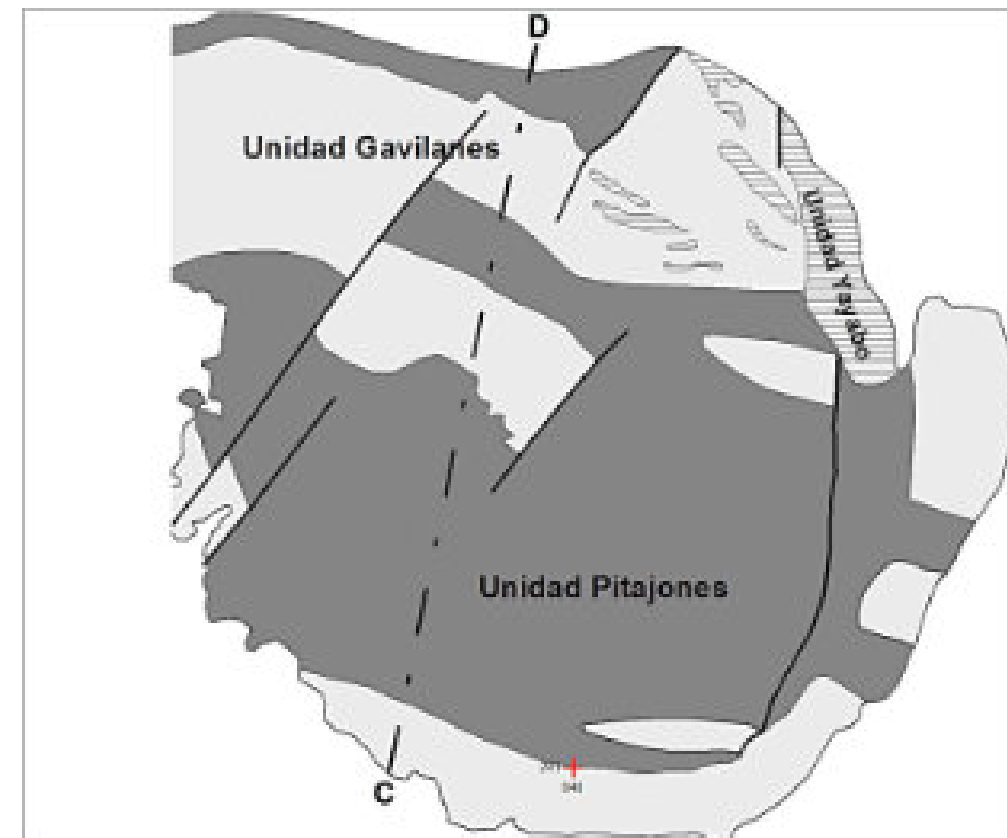


Figura.11.Composición esquemática de las Figuras 4 y 8, de Stanek *et al.* (2006).

Los así denominados "nappes Pitajones y Gavilanes" (Figura 11), formados mediante una construcción de grados metamórficos dispares de la matriz y las inclusiones; geometrías de deformación y unidades mayores de rocas, se integran en unas entidades amalgamadas incoherentes dentro de unos límites que carecen de realidad física en esta región. Es así que se pueden apreciar las consecuencias prácticas de la filosofía, resumidas en el párrafo citado reflejadas en la construcción de nuevas "imágenes cartográficas" del Escambray.

Millán (com, escrita, 2012) en relación al trabajo citado, resume este problema con las siguientes palabras:

"En primer lugar la estructura interna de la cúpula de Sancti Spiritus establecida por él²⁵, es una falacia total ajena a la realidad. En su esquema se pierde la coherencia de la estructura interna, así como la eliminación de importantes unidades estructurales presentes en esa megaestructura. Sus unidades Gavilanes y Pitajones representadas en su esquema, constituyen un amasijo estructuralmente incoherente, ajeno a la estructura interna".

El origen del fracaso de este grupo de autores en su intento de representación de la tectónica de mantos en una parte del Escambray, obedece a tres importantes causas:

²⁵ Se refiere a Stanek et al. 2006. (Nota de los Autores).

1. Desconocimiento de la estratigrafía del Escambray.
2. Base cartográfica insuficiente.
3. Ausencia de conocimientos de comparación con los macizos de referencia.

1. Si bien Stanek *et al.* (op cit.), parecen definir la estratigrafía de cada una de la unidades; su escepticismo, claramente manifestado²⁶ sobre la validez y realidad de las unidades litoestratigráficas²⁷; les condujo a ignorar un grupo completo de formaciones del centro de la Cúpula de Sancti Spiritus (ver Figura 12). Como consecuencia, el nappe Pitajones, no refleja en absoluto los contactos entre secciones de paquetes de formaciones, separadas por superficies de sobrecorrimiento; mezcla complejos rocosos netamente separados por límites reales e, incluso, refunde dentro de Pitajones fronteras de grado metamórfico. Creer que las secciones del Grupo La Sierrita no afloran en la Cúpula de Sancti Spiritus, es algo que va más allá de un error.

2. Emplear la base geológica de Stanik *et al.* (1981); después de 25 años de trabajo estratigráfico en el Escambray; sin aceptar ni comprender los progresos consecutivos²⁸, condujo a configurar límites erróneos e inexistentes entre las dos unidades principales, Pitajones y Gavilanes, convirtiendo tales conceptos de nappes, en entes inexistentes.

3. No vemos ningún inconveniente en afirmar que Stanek y sus co-firmantes no estaban familiarizados con la geología del macizo de referencia Cordillera de Guaniguanico de Cuba occidental; un indiscutible comparativo equivalente del Escambray. Allí, la separación de unidades tectónicas de nappe con un perfil estratigráfico facial propio, fue la base de la aclaración de su geología; realizada por investigadores que emplearon muchos años en este esfuerzo²⁹. En el Escambray, la identificación de los cortes de formaciones y litodemas y su posición respectiva y separación precisa es, por lo menos, complicado y requiere del observador una familiarización, que puede consumir semanas en el campo o la guía de un experto; sin importar la calificación ni la pericia previa de cada cual. Esta misma condición sin duda se requiere para la identificación de unidades tectónicas y las superficies que las limitan.

Con el fin de ilustrar, lo discutido en esta sección final, presentamos en la Figura 12, un ejercicio de delimitación de los mantos tectónicos de la Cúpula de Sancti Spiritus. El mapa de los mantos tectónicos, con un carácter muy esquemático y que no debe ser tomado como una propuesta definitiva; se basa en el nuevo mapa geológico oficial a escala 1:100,000 del Instituto de Geología y Paleontología del Ministerio de Energía y Minas de la Republica de Cuba y se corresponde con la experiencia de años de trabajo de los autores, en el Escambray. Los nombres de las unidades son provisionales y deben permanecer en esa condición, mientras un trabajo más definitivo en preparación y generalizado a las dos cúpulas metamórficas, será presentado. La descripción sucinta de las unidades se da a continuación.

Manto Banao.

En su columna estratigráfica, el Grupo La Sierrita³⁰ se presenta casi completo, con las Formaciones Los Cedros, Yaguanabo y La Sabina. Numerosos y extensos cuerpos de mármoles del Grupo San Juan (Oxfordiano a Tithoniano), con ejes mayores al NW, yacen fuertemente plegados, por lo general en posición normal; cabalgados sobre las secciones de las formaciones cretácicas, bien estratificadas y de mayor plasticidad. La unidad se interpreta como una ventana tectónica, probablemente en el nivel más inferior del paquete de nappes, tal como se observa en la

²⁶ The model of Millan and Somin (1985a) divided the metamorphic complex into at least 12 lithostratigraphic formations (Figs. 2B and 3), necessitating the definition of stratigraphic contacts according to the definition of lithostratigraphic formations (Boggs, 1987). Such a contact was discussed only for the boundaries between the Loma La Gloria and the Cobrito Fms which together comprise the largest outcrop area in the Escambray massif (Stanek et al., 2006).

²⁷ We commenced field work in the eastern part of the Escambray in 1994 together with G. Millan Trujillo of the Institute de Geología y Paleontología in Havana and encountered considerable difficulties in identifying in outcrop the lithostratigraphic limits, tectonic units and metamorphic zones defined previously (Stanek et al. 2006).

²⁸ The first super unit ("primera unidad tectónica de orden principal") comprises rock suites of Cretaceous protolith age affected only by greenschist-facies metamorphism. The outcrop area of this first super unit is localized in the center of the Trinidad dome. This super unit consists of metasandstones (La Llamagua Fm.), marble (San Juan Group), garnet-bearing metacherts (La Sabina Fm), basic metavolcanics (Yaguanabo Fm) and greenschist-facies metaterigenous schist (El Tambor Fm). **This first super unit is not exposed in the Sancti Spiritus dome.** (Stanek et al. 2006; pag. 156).

²⁹ Vermunt, 1937; Palmer, 1945; Pardo, 1953, 1975; Truitt y Brönnimann, 1955, 1956; Hatten y Meyerhoff, 1956; Hatten, 1957; Rigassi-Studer, 1963; Pszczółkowski et al., 1975; Piotrowska, 1978, 1987; Pszczółkowski, 1994; y otros.

³⁰ El nombre correcto de la unidad de categoría de grupo, que reúne las formaciones de edad principalmente cretácicas es "Grupo La Sierrita". Denominadas "Grupo Crucecitas" por Álvarez-Sánchez (en Dublan y Álvarez-Sánchez et al. 1986), el nombre fue rectificado a Grupo La Sierrita por Millán y Álvarez-Sánchez (1992, inédito). Ver Franco Álvarez et al. 1992. (Nota de los Autores).

Cúpula de Trinidad, donde primero fue definida y delimitada bajo el nombre de Nappe La Sierrita (Unidad B de la Figura 6), donde se ha estudiado con gran detalle (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992; Despaigne, 2009) y donde yace cabalgado por el Nappe Monforte (Millán y Álvarez-Sánchez, ibid.), metamorizado en facies eclogítica (Unidad A de la Figura 6).

El Manto Banao es un equivalente ajustado del Manto La Sierrita. Los detalles de estratigrafía se encuentran mejor aclarados en la región de La Sabina, al Sur de Crucecitas, en excelentes cortes típicos donde las formaciones del Grupo San Juan cabalgan a las formaciones del Grupo La Sierrita a lo largo de varios kilómetros (Figura 13). Vistas las características del Manto Banao: composición de su corte fundamental y su posición en la columna de nappes; podemos decir que se trata de una misma unidad y las nomenclaturas correspondientes deben unificarse en un trabajo futuro.

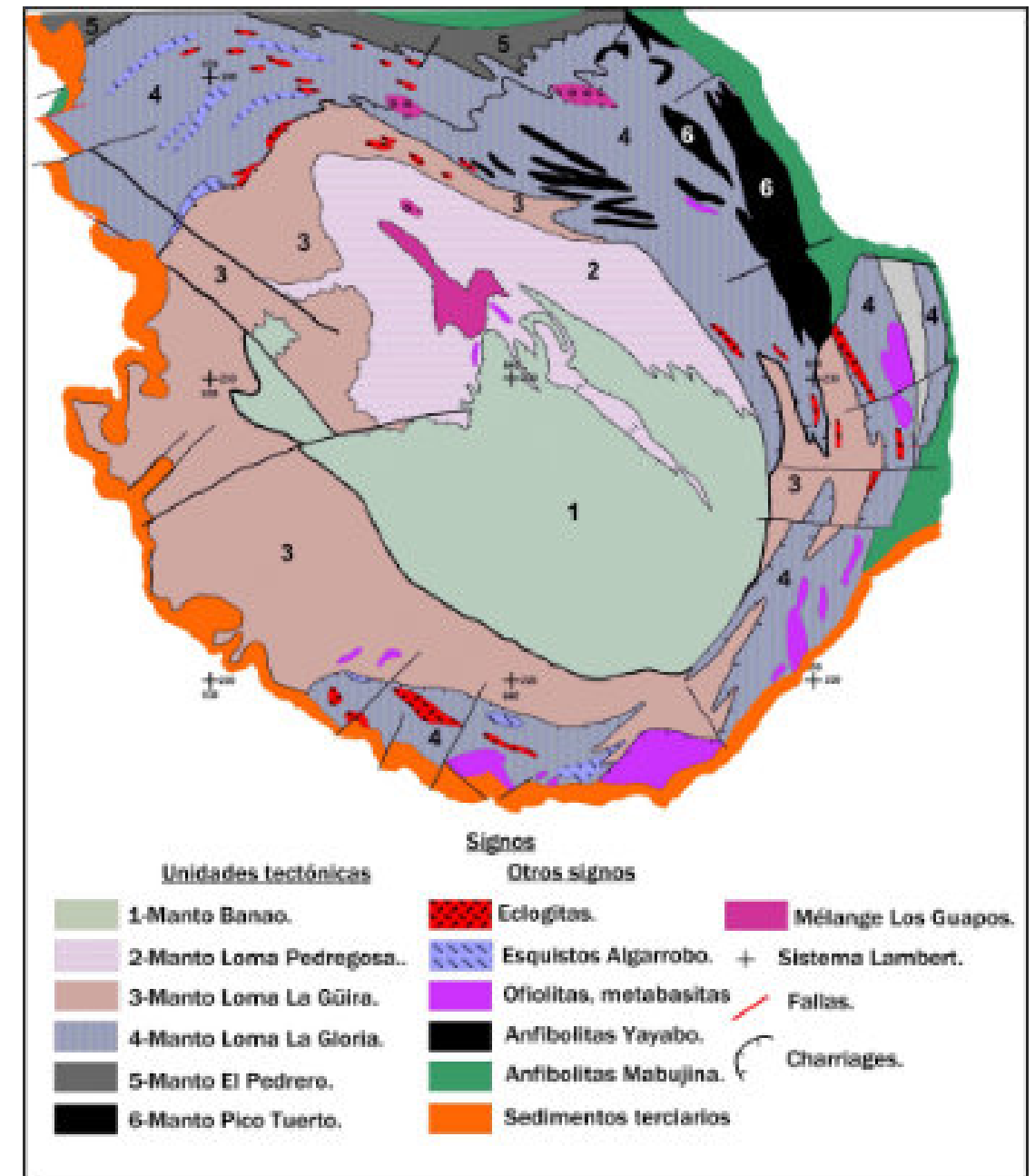


Figura.12. Esquema de la división en mantos tectónicos de la Cúpula de Sancti Spiritus (580 km²), más oriental del Macizo Metamórfico del Escambray. Esquema basado en el Mapa Geológico Oficial 1:100,000 del Instituto de Geología y Paleontología del Ministerio de Energía y Minas de la Republica de Cuba. (Explicaciones en el texto).

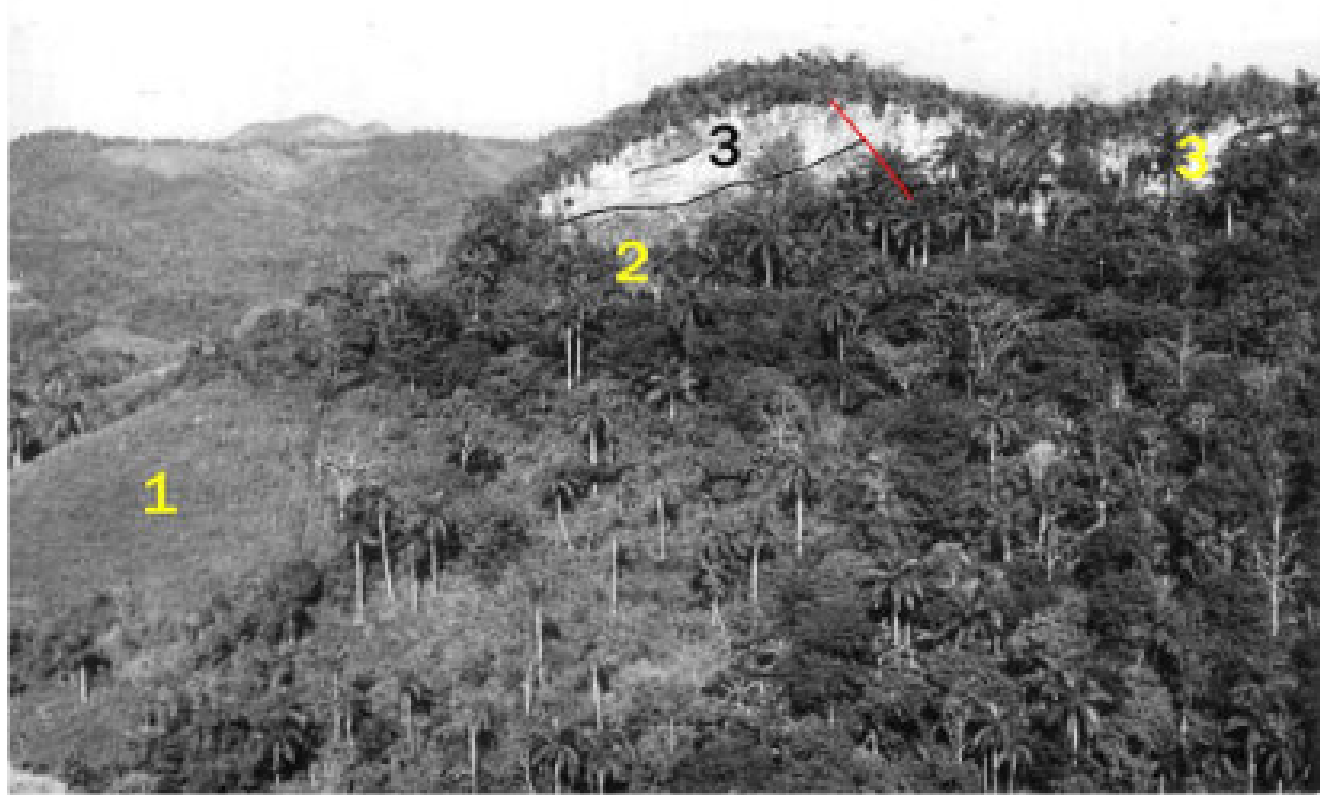


Figura.13. Corte invertido en la Región de La Sabina. Mantos calcáreos del Grupo San Juan, sobrecorren un complejo de formaciones pertenecientes al Grupo La Sierrita: 1-Formación La Sabina. 2-Formación Loma Quivacán. 3-Formación Collantes. (Foto: Humberto Álvarez-Sánchez; 1981).

La complejidad tectónica que pueden alcanzar las secciones de las rocas plásticas del Grupo La Sierrita en el substrato cabalgado por las rígidas placas de los mármoles, se reflejan en la Figura 14, para ilustración del lector.

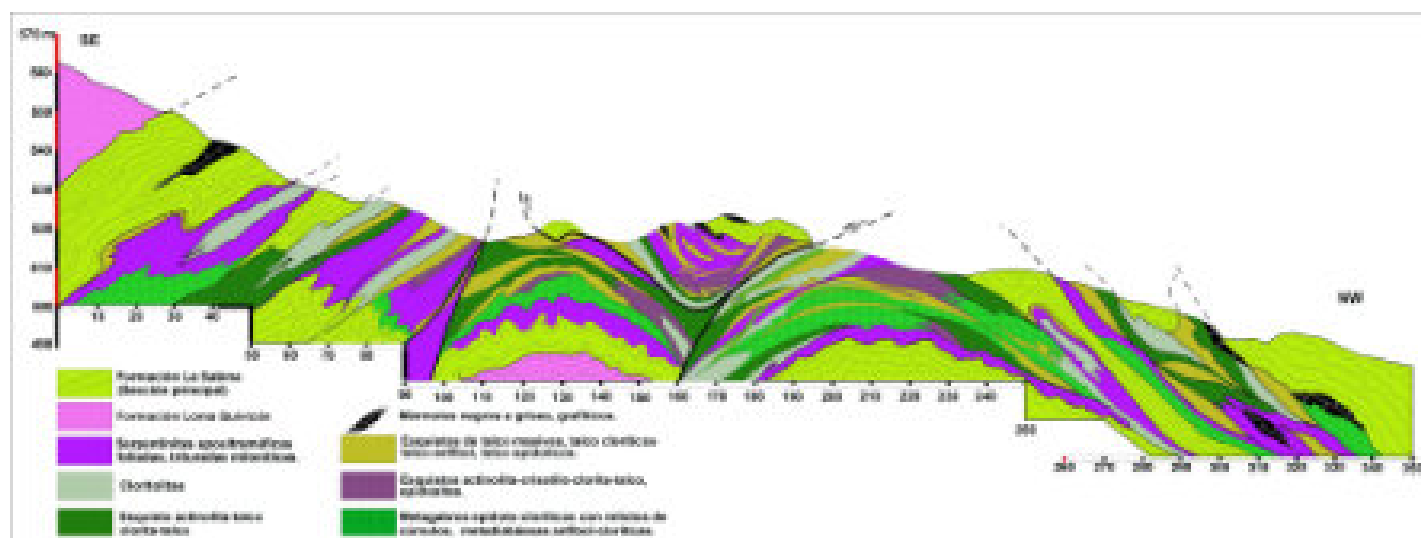


Figura.14. Perfil geológico de las formaciones cabalgadas bajo los mármoles de la Figura 13, en la región de La Sabina. Cúpula de Trinidad. Sección por perforaciones y excavaciones mineras. El complejo de rocas verdes pertenece al Litodema Los Torres de la Formación La Sabina (según Álvarez-Sánchez, 1981), con aspecto de un mélange de escamas, producto de la ruptura de un complejo ofiolítico coherente y las silicitas superiores.

Manto Loma Pedregosa.

Esta unidad está integrada por las Formaciones La Chispa (metasiliciclástica), con su Miembro Felicidad (metavulcanógeno) muy desarrollado. Varios cuerpos de los mármoles San Juan y de la Formación Cobrito muy plegados, en algunas figuras de interferencia, yacen en aparente posición normal sobre los metaterrígenos. En la parte central de la unidad se expone un extenso cuerpo de mélange serpentinitico (Mélange Los Guapos; Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.* 1986) asociado con algunos cuerpos de serpentinitas y metabasitas. Este cuerpo de mélange parece flotar sobre la Formación La Chispa. Pero no está claro si se trata de una ventana abierta sobre una unidad inferior o, al contrario, restos del Manto Lomas de La Gloria.

El manto Loma Pedregosa cabalga al Manto Banao y se encuentra plegado en conjunto con este en formas muy complicadas. Localmente las rocas de ambas unidades aparecen entrelazadas, en la posición alternativa superior o inferior, en estrechas corridas en forma de estructuras cortantes o pliegues de charnelas sumamente estrechas. Esta unidad es muy semejante a las expuestas en la parte central de la Cúpula de Trinidad, o es prácticamente la misma.

Manto Loma La Güira.

Esta unidad se compone en casi la totalidad de su volumen por la Formación Cobrito (del Grupo San Juan) y ocupa vastas áreas al SW de la cúpula. Por largas distancias en esta unidad se observan cortes monótonos de los esquistos calcáreos con lechos de mármoles, metasilicitas y esquistos verdes metatufáceos subordinados. Dispersos en su interior se destacan aislados y relativamente pequeños cuerpos de eclogitas, esquistos verdes metavulcánogenos (metalavas básicas), serpentinitas. Se destacan escamas de la Formación La Chispa en grupos aislados, plegados conjuntamente con los esquistos calcáreos. Se trata de un cuerpo muy potente, fuertemente deformado, que cabalga a los Mantos Banao y Loma Pedregosa.

Manto Lomas de la Gloria.

La unidad está integrada por la Formación Loma La Gloria con abundantes cuerpos de eclogitas, serpentinitas y metabasitas. Es la única que contiene los mayores cuerpos de los Esquistos Algarrobo; rocas poliminerale de origen dudoso. Los cuerpos de rocas cristalinas eclogíticas y ofiolitas serpentinizadas son los mayores en dimensiones en todas las unidades. En algunos casos la matriz metaterrígena de la unidad encierra cuerpos pequeños de esquistos calcáreos de tipo Cobrito, eclogitas y esquistos verdes, que forman mezclas trituradas estrechamente plegadas. La unidad en la parte Norte de la Cúpula de Sancti Spiritus se divide en dos escamas separadas por una superficie ocupada por un mélange de matriz antigorítica con clastos de esquistos glaucofánicos y otras metamorfitas de alta presión. Esta parte de la unidad contiene varios cuerpos de metabasitas interpretadas como Anfibolitas Yayabo, conjuntamente plegadas en formas complejas con la Formación Loma La Gloria. La Unidad cabalga a los Mantos Banao; Loma Pedregosa y Loma La Güira.

Este manto tectónico fue caracterizado por Stanik *et al.* (1981) como un mélange como caso de la primera vez³¹ que fue interpretado de este modo.

Por su corte estratigráfico, sus complejidades internas y su grado metamórfico que alcanza la facies eclogítica, podría considerarse el manto tectónico más alto en la sección de nappes. Corresponde con el Manto Monforte de la Cúpula de Trinidad (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992), elementos que requieren ser unificados en el próximo futuro.

³¹ El concepto de que unidades del manto tectónico superior en el Escambray estén conformadas por un mélange de escamas tectónicas, pertenece prioritariamente a Stanik (Stanik et al. 1981) y sus asociados. Este concepto se ha expresado en época muy posterior en publicaciones que no han mencionado esta significativa circunstancia, a pesar de las referencias correspondientes al informe Escambray I (véase p. e. Stanek et al., 2006). (Nota de los Autores).

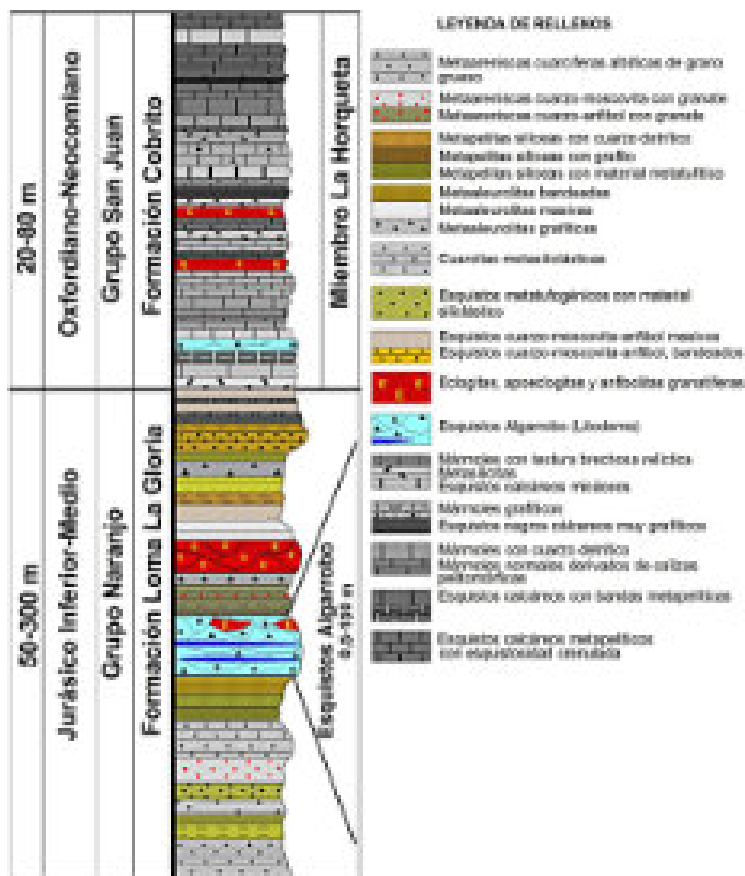


Figura.15. Columna estratigráfica generalizada de los Mantos Monforte (Cúpula de Trinidad) y Lomas de La Gloria, en la región Norte de la Cúpula de Sancti Spiritus (según Álvarez-Sánchez, en preparación).

Manto El Pedrero.

La Unidad Manto El Pedrero corresponde con la Unidad 4 de "Orden Superior" de Millán (1997a). Se compone de la Formación La Chispa (Formación Herradura, según Millán, op cit.) y la Formación Cobrito (Formación Boquerones, según Millán, ibid.), con intercalaciones de metabasitas. De acuerdo a los datos de Millán en el trabajo citado, el Manto El Pedrero también contiene cortes de las formaciones del Grupo La Sierrita (Formaciones Los Cedros y La Sabina) Esta unidad se supone cabalga al Manto Lomas de La Gloria mediante un contacto bastante abrupto con buzamiento general al Norte y en esa misma dirección contacta tectónicamente con el Complejo Anfibolítico de Mabujina por la falla perimetral del Escambray. La posición de este nappe, sobre Lomas de La Gloria, con un grado metamórfico relativamente menor, aunque también de alta presión, plantea varios interrogantes sobre la posición respectiva de los mantos y varias interpretaciones son admisibles en la actualidad. Entre ellas la transposición de los nappes por diverticulación (Lugeon, 1943) tectónica e, incluso, tectónica gravitacional durante el proceso de emersión de las cúpulas.

Manto Pico Tuerto.

Esta unidad está formada por el litodema Anfibolitas Yayabo (Formación Yayabo de Millán y Somin, 1981) en exclusiva. Sobre las Anfibolitas Yayabo (Figura 16) se concentran numerosas dudas respecto a su origen y relaciones con el Escambray. Es así que, la composición petrográfica, edad y posición de estas anfibolitas respecto a las unidades de la sección estratigráfica del Escambray, plantean un conjunto de problemas pendientes de solución en la estratigrafía regional.

Según Millán y Somin (1985ab), las evidencias de campo indican una relación primaria de estas metabasitas básicas con las formaciones metaterrígenas de la base, principalmente con la Formación Loma La Gloria (J_1 a J_3^{Oxf}) y, en

parte, con secciones calcáreas de la Formación Cobrito (J_3^{Oxf} a K_1) y se describen intercalaciones de anfibolitas interpretadas como extensiones estratigráficas, bastante comunes en la proximidad de su cuerpo principal.

En la Cúpula de Sancti Spiritus aflora el cuerpo principal, alargado sobre unos 10 kilómetros por su eje largo, extendido en dirección NNW, con un ancho de 2 km Otros cuerpos mucho más pequeños se encuentran hacia el interior de la cúpula en forma de charnelas de pliegues apretados conjuntamente con los metaterrígenos (Figura 17). Las superficies originales se encuentran obliteradas por el metamorfismo y el plegamiento multifásico y al presente se observan tanto contactos parietales como fallas abruptas, situación que admite muchas interpretaciones.

Lo cierto es que el grado metamórfico de alta presión es común en las dos unidades con las cuales se relaciona y que el estilo de las deformaciones es compartido por ellas. Millán y Somin (op cit.), creen que Yayabo es una unidad independiente conectada con las formaciones de la base del corte durante una tectónica premetamórfica. Tampoco descartaron las relaciones primarias de Yayabo con Loma La Gloria y Cobrito, al suponer que Yayabo es un testigo de un magmatismo sincrónico, activo durante la deposición de ambas Formaciones. Opinión similar también sostenida por Stanik *et al.* (1981) que consideró la posibilidad de que fueran metavulcanitas antiguas pertenecientes a la Formación Sopapo³². Los autores concuerdan con esta interpretación.

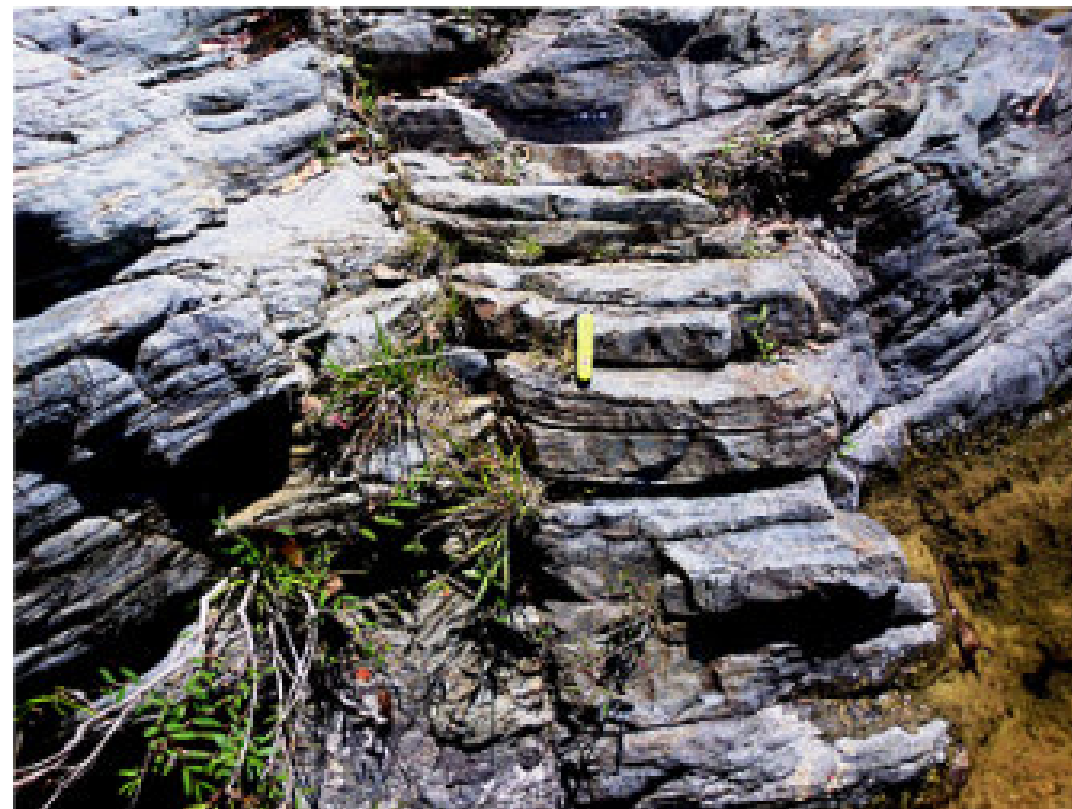


Figura.16. Anfibolitas bandeadas en el curso del Río Yayabo, en la Cúpula de Sancti Spiritus. (Foto Luís. Bernal. Inst. de Geología y Paleontología).

El espesor de estas anfibolitas es desconocido y no se dispone de cifra alguna ni siquiera aproximada. Como mínimo es de centenares de metros; más de 300 m según perforación estructural que se abandonó dentro de las anfibolitas (Pozo PE-3, Expedición Escambray I).

³² Estas rocas están en la zona del metamorfismo elevado frecuentemente en las cercanías de las rocas extrañas. Por esto es difícil agregarlas a la nueva concepción estratigráfica de la Zona Trinidad. Por su constitución recuerdan a la f. Yaguanabo J_3 (?) - K_1 (?) pero no está excluido que sean rocas metavolcánicas de composición básica de la f. Sopapo J_1 (?) J_3 , lo que significaría que serían en este caso las metavulcanitas más viejas (ubicadas estratigráficamente) con una posición comparable, en edad, con el magmatismo de la f. Cangre... (sic.) Stanik et al. (1981).

-Cuando se estudia a profundidad la literatura publicada y los fondos informativos del Escambray, es que se puede notar lo improcedente del tratamiento de la nomenclatura estratigráfica: Unidades formalizadas sin estratotipos, sin descripciones estructuradas, cambios injustificados o al menos infundamentados en el ambiente de su desarrollo; ausencia de correlaciones y otras faltas tediosas de relacionar. La nomenclatura estratigráfica es una de las ramas más **legalistas** de la geología, de modo que es casi la única que cuenta con códigos de procedimiento con decenios de esfuerzos de afinación internacional; que pueden considerarse por algunos como poco agradables de observar-

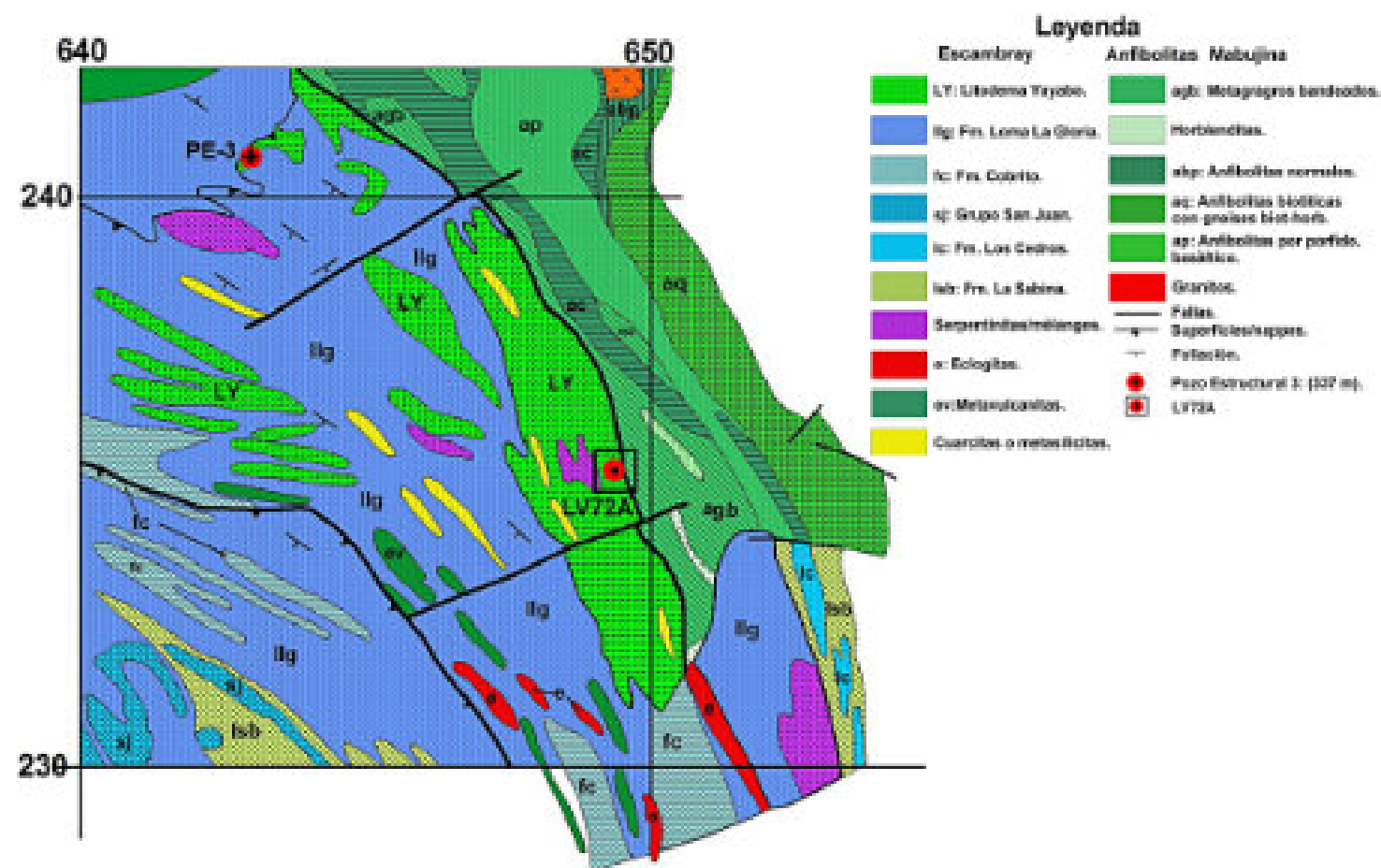


Figura.17. Fragmento del Mapa Geológico a escala 1:100,000 de la parte oriental de la Cúpula de Sancti Spiritus con la situación del pozo estructural (PE-3) de la Expedición Escambray I (Stanik *et al.* 1981). yg: Yayabo. lg: Loma La Gloria. (Esquema de Luís. Bernal).

-El problema que llamamos "estratigrafía y metamorfismo" gana en su comprensión si comparamos Escambray con el Complejo Anfibolítico Mabujina, en el contacto perimetral. Dos campañas de cartografía crearon un detallado

mapa geológico de Mabujina (Mlcoch en Stanik *et al.* 1981 y en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.* 1986) sin ser posible allí una litoestratigrafía de formaciones a causa del tipo de corte magmático y condiciones del metamorfismo. De modo que fue necesario delimitar suites y litodemas y sucesiones temporales basadas en edad absoluta, para convertir este mapa en algo más que un ejercicio de geometría descriptiva. Las condiciones del Escambray fueron sustancialmente diferentes-

-La dependencia existente entre estratigrafía rigurosa y construcción detallada de la columna de mantos tectónicos en esta región la consideramos una condición de principio. Los mantos tectónicos Escambray se componen esencialmente de formaciones litoestratigráficas (secciones estratigráfico-faciales). De hecho un buen conocimiento de la geología de la Cordillera de Guaniguanico enseña una gran equivalencia de ambos dominios. No haber estado al tanto de esta importante realidad, o no aprovecharse de ella, causó muchas confusiones, pérdidas de tiempo, de recursos y no pocos errores-

-La definición de mantos en el macizo metamórfico Escambray, siempre debió considerarse una tarea de gran dificultad, mucho más exigente que la tarea equivalente en su macizo de referencia en Cuba occidental. Las formaciones de rocas son la **"cosa ontológica"**. El metamorfismo y la deformación, es lo que le ocurrió a la **"cosa"**. Las deformaciones tectónicas, su estudio y clasificación y los procesos de transformación metamórfica, atestiguados por parámetros petrológicos, muestran una sucesión de acontecimientos. Algunos de estos procesos quizá ocurrieron de forma simultánea ¿y por las mismas causas? Pero es posible también *"post hoc ergo propter hoc"*.

-En consecuencia, un manto tectónico es una **“unidad de materia”**; no es una **“unidad de propiedades”**. Las propiedades son cantidades medibles que complementan el conocimiento de la historia geológica de la unidad material de que trate. Presión y temperatura, sugieren un tipo de metamorfismo que puede informar del contexto geotectónico. Las deformaciones de pliegue, penetrativas, etc., proporcionan conceptos sobre las fuerzas aplicadas. La cronología, pone a disposición del investigador los datos para establecer el marco temporal de todo lo ocurrido. Por más que cada uno de ellos pueda contener información para relatar la historia completa, eso no cambia su naturaleza esencial-

Agradecimientos.

Los autores expresan su sincero agradecimiento a diferentes colegas anónimos. Al Dr. Claudio Bartolini, de Repsol Houston, por el tiempo dedicado a la lectura del manuscrito y las valiosas observaciones con que nos hemos beneficiado.

Referencias.

- Álvarez-Castro, J., García, R., Segura, R., Valladares, S.,** 1998, Historia geológica del desarrollo de las rocas del margen continental del Dominio Las Villas basada en la evolución sedimentaria de la paleocuenca. *Geol. y Miner.* 98. Vol. I. La Habana. pp. 20-23.
- Álvarez-Sánchez, H. F. y Zamashicov, V,** 1981, Sobre la búsqueda orientativa y detallada de talco en el sector de La Sabina. Cúpula occidental del macizo metamórfico de Guamuahaya. 65 pags. *Empresa de Geología de Santa Clara* (inédito).
- Álvarez-Sánchez, H.,** (en preparación), Estratigrafía del macizo metamórfico Escambray.
- Blanco, J. y Proenza, J.,** 1994, Terrenos tectonoestratigráficos en Cuba oriental. *Minería y Geología, Vol. 3. pp.*
- Blanco Moreno, J. y Proenza Fernández, J.,** 2000, Sistematización tectonoestratigráfica de Cuba centro oriental. *Revista Minería y Geología Vol. XVII, No. 1.*
- Bolotin Y.,** 1970, Yacimientos de minerales sulfurosos de la serie metamórfica Escambray en la parte noroeste del macizo montañoso del mismo nombre. *Revista Tecnológica. Vol.8 No.2. 35-48 p.*
- Boitteau, A., y Michard, A.,** 1974, Donnes nouvelles sur le socle metamorphique de Cuba. Problemes d' application de la tectonique del plaques. *Memoir VII Caribbean Geological Conference, Guadalupe.*

Cáceres Govea, D. y Cruz Gamez, E. M., 2009, Similitud y diferencias entre la las unidades Pino Solo, Mestanza, Cerro de Cabras y el manto Alturas de Pizarras del Sur. Clave para el desciframiento metamórfico. *Geociencias* 2009. *Memorias. III Convención cubana de Ciencias de la Tierra.*

Cobiella-Reguera, J. L., 2005, Emplacement of Cuban Ophiolites. *Geologica Acta, Vol.3, Nº3, 2005, 273-294.*

Comisión Norteamericana de Nomenclatura Estratigráfica. 2010. Código Estratigráfico Norteamericano. *Universidad Nacional Autónoma de México. Boletín 117.*

Cobiella-Reguera, J. L. y Olóriz, F., 2009, Oxfordian–Berriasian stratigraphy of the North American paleomargin in western Cuba: Constraints for the geological history of the proto-Caribbean and the early Gulf of Mexico, *In C. Bartolini and J. R. Román Ramos, eds., Petroleum systems in the southern Gulf of Mexico. AAPG Memoir 90, p. 421–451.*

Despaigne Díaz, A. I., 2009, Estructura y metamorfismo del área La Sierrita, Macizo Escambray, Cuba Central. *Tesis de grado de la Universidad de Pinar del Río "Hermanos Saíz Montes de Oca". pp. 192. Pinar del Río. Cuba.*

Dublan, L., Álvarez-Sánchez, H.; Ilcoch, B.; Mañour, J.; Lledíaz, P.; Molak, B., Vázquez, C.; Snopkova, P.; De los Santos, E., Soucek, J.; Pérez, M.; Mihailova, A.; Bernal, I.; Zoubek, J.; Ordoñez, M.; Soucek, J.; Morousek, J.; Svetska, J.; Marshall, W.; Pérez-Conde, R.; González, E.; Rodríguez, R.; 1986, Informe Final del levantamiento geológico y evaluación de los minerales útiles en escala 1:50,000 del Polígono CAME-I, Zona Centro. *Centro Nacional del Fondo Geológico. La Habana. 1,402 Págs. 250 mapas. (Inédito).*

Ducloz, Ch et Vuagnat, M., 1962, À propos de l'âge des serpentinites de Cuba. *Archives des Sciences. Soc. Phys. et d' Histoire Naturelle. Gèneve Vol. 15, Fasc. 2. 309-332.*

Franco-Álvarez, G. L., Acevedo-González, M., Álvarez-Sánchez, H., Artime-Peñeñori, C., Barrientos-Duarte, A., Blanco-Bustamante, S., Cabrera, M., Cabrera, R., Carassou-Agragan, G., Cobiella-Reguera, J. L., Coutin-Lambert, R., Albear, J.F. de, de Huelbes, J., Torre y Callejas, A. de la, Delgado-Damas, R., Díaz de Villalvilla, L., Díaz-Otero, C., Dilla-Alfonso, M., Echevarría-Hernández, B., Fernández-Carmona, J., Fernández-Rodríguez, G., Flores, R., Flores-Abín, E., Fonseca, E., Furrázola-Bermúdez, G., García-Delgado, D., Gil-González, S., González-García, R. A., Gutiérrez-Domech, R., Linares-Cala, E., Milián-García, E., Millán-Trujillo, G., Moncada-Ferrera, M., Montero-Zamora, L., Orbera, L., Ortega-Sastriques, F., Peñalver, L. L., Perera, C., Pérez-Arias, J. R., Pérez-Lazo, J., Pérez-Rodríguez, E., Pifheiro-Pérez, E., Recio-Herrera, A. M., Sánchez-Arango, J. R., Saunders-Pérez, E., Segura-Soto, R., Triff-Oquendo, J., Zuazo-Alonso, A., Pszczółkowski, A., Brezsnýánszky, K., Slavov, I., y Myczyński, R., 1992, Léxico Estratigráfico de Cuba. *Centro de Nacional de Información Geológica, La Habana, 658 p. (Primera versión). (Inédito).*

Grafe, F., Stanek, K. P., Baumann, A., Maresch, W. V., Hames, W. E., Grevel, C. and Millan, G., 2001, Rb-Sr and ⁴⁰Ar/³⁹Ar Mineral Ages of Granitoid Intrusives in the Mabujina Unit, Central Cuba: Thermal Exhumation History of the Escambray Massif. *The Journal of Geology, Vol. 109, No. 5 (September 2001), pp. 615-631.*

García-Casco, A., Torres-Roldan, R. L., Iturralde-Vinent, M. A., Millan, G., Nuñez Cambra, K., Lazaro, C., and Rodriguez Vega, A., 2006, High pressure metamorphism of ophiolites in Cuba. *Geologica Acta, Vol.4, Nº1-2, 2006, 63-88.*

Grevel, C., 2000, Druck-und Temperaturentwicklung der metamorphen Deckeneinheiten des Escambray Massives, Kuba (Pressure and temperature history of the metamorphic nappes of the Escambray Massif, Cuba). *Unpublished Dr. rer. nat. Thesis, Ruhr-Universita"t Bochum, Germany.*

Grevel, C., Maresch, W. V., Stanek, K. P., Grafe, F. and Hoernes, S., 2006, Petrology and geodynamic significance of deerite-bearing metaquartzites from the Escambray Massif, Cuba. *Mineralogical Magazine, October 2006, Vol. 70 (5), pp. 545–564.*

Hatten Ch. W., and Meyerhoff, A. A., 1956, Reconnaissance traverse: Bahía Honda. San Cristóbal, Sierra del Rosario, Pinar del Río. (Inedito) *Fotocop. 5 págs. 1 map. Fondo Geológico Nacional de La Habana.*

Hatten, Ch. W., 1957, Geology of Central Part Sierra de los Órganos. Pinar del Rio Province Cuba. 48 pags. 19 figs. *Fondo Geológico Nacional. La Habana. Cuba.*

Hattori, K. and Guillot, S., 2007, Geochemical character of serpentinites associated with high- to ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Alps, Cuba, and the Himalayas: Recycling of elements in subduction zones. *Geophysics, Geosystems. Volume 8 Number 9.*

Hill, Patrick. A., 1959, Geology and structure of the north-west Trinidad Mountains, Las Villas Province, Cuba. *Geol. Soc. Amer. Bull., v. 70, p. 1459-1478. Baltimore*

Iturralde-Vinent, M., 1994, Cuban Geology: A New Plate Tectonic Synthesis. *Jour. of Petrol. Geol. 17 (1), pp.39-70.*

Iturralde-Vinent, M. A., 1994, Introduction to Cuban geology and tectonics. *En M. A. Iturralde-Vinent, editor. Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba. IUGS/UNESCO. Project 364. Special Contribution Nº.1: Págs. 3-35.*

Khudoley, K. M. and Meyerhoff, A. A., 1971, Paleogeography and geological history of Greater Antilles. *Geol. Soc. Am. Mem. 129, 1-199.*

Lugeon, M., 1943, Une Nouvelle Hypothese tectonique: l'diverticulation. *Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles, Nº 62. pags 301-303.*

Maresch; W. V., Grevel, C., Stanek, K. P., Schertl, H. P. and Carpenter, M., 2012, Multiple growth mechanisms of jadeite in Cuban metabasite. *Eur. J. Mineral. 2012, 24, 217–235.*

Maximov. A., Grachev, G., Sosa, R.,1968, Geología y minerales útiles de las pendientes nor-occidentales del sistema montañoso Escambray. (inédito) *Oficina Nacional del Fondo Geológico. La Habana. 188 pags. 16 Anexos.*

Millán, G., 1972, El metamorfismo y mesodeformaciones de la unidad tectónica regional más suoriental de la Sierra de Los Órganos. *Actas. Acad. de Cienc. de Cuba. Inst. de Geol., No. 2, pp, 33-35. La Habana.*

Millán Trujillo, G., 1973, Los dos complejos litológicos existentes en las metamorfitas del Escambray. *Provincia de Las Villas. Actas No. 3. Inst. de Geol. y Paleont. pp. 39-50.*

Millán, G.; Somin, M. L., 1976, Algunas consideraciones sobre las metamorfitas cubanas. *Serie geológica Nº 27. pag. 1-21. Acad. de Cienc. de Cuba. La Habana.*

Millán, G., 1978, Tectónica y metamorfismo de las secuencias mesozoicas de las montañas del Escambray, Cuba. *Tesis del Instituto de Física de la Tierra. Moscú. 134 pp. (en ruso).*

Millán, G. y Myczynski, R., 1979, Fauna jurásica y consideraciones sobre la edad de las secuencias metamórficas del Escambray. *Acad., de Ciencias de Cuba. Informe Científico Técnico, 80. Págs. 1-14.*

Millán, G., y Somin, M. L., 1981, Litología, estratigrafía, tectónica y metamorfismo del macizo de Escambray. *Editorial Academia. La Habana. 104 páginas.*

Millán, G. y Somin, M. L., 1985 a, Contribución al conocimiento geológico de las metamorfitas del Escambray y del Purial. *Reporte de Investigación Nº 2. IGP. Academia de Ciencias de Cuba. 74 Pág.*

Millán, G. y Somin, M. L., 1985 b, Condiciones geológicas de la constitución de la capa granito-metamórfica de la corteza terrestre de Cuba. *Pub. Esp. Inst. de Geol. y Paleont. La Habana. 83 p.*

Millán, G., 1988, La asociación glaucofana-pumpellita en metagabroides de la faja metamórfica Cangre. *Bol. Geociencias. Vol. 3, No. 1, pp 35-36.*

Millán Trujillo, G., 1990, Evolución de la estructura del Macizo Metamórfico Escambray, Sur de Cuba central. *En D. K. Larue y G. Draper (eds.): Transactions of the 12th Caribbean Geological Conference. St. Croix, U.S. Virgin Island. , Miami Geol. Soc., pp. 82- 94.*

Millán G. y Álvarez-Sánchez, H., 1992, Geología del sector de La Sierrita. Cúpula de Trinidad. Macizo Metamórfico Escambray. *Inst. de Geol. y Paleont. La Habana y Empresa de Geología de Santa Clara. Cuba (Informe inédito).*

Millán, G., 1992, Posición estratigráfica de las metamorfitas cubanas. 13 Conf. Geol. del Caribe; 1992. P. del Río. Cuba.

Millán, G., 1996, Metamorfitas de la asociación ofiolítica de Cuba. *En Iturralde-Vinent, M. A., editor. Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba. Project 364. Caribbean Ophiolites and Volcanics Arcs. Special Contribution Nº.1: 131-146.*

Millán, G., 1997a, Geología del Macizo Metamórfico Escambray. *En G. Furrázola-Bermúdez y K. E. Nuñez Cambra (edits.): Estudios sobre geología de Cuba. Inst. de Geol. y Paleont. Centro Nacional de Información Geológica . La Habana. Pags. 271-289.*

Millán, G., 1997b, Posición estratigráfica de las metamorfitas cubanas. *En G. Furrázola-Bermúdez y Nuñez Cambra. Estudios sobre la Geología de Cuba. Centro Nacional de Información Geológica. La Habana. Pags. 251-258.*

Palmer, R. H., 1945, Outline of the geology of Cuba. *The Journ. of Geology. Vol. 53. No. 1, pp. 1-34.*

Pardo, G., 1953, Geologic exploration. *Cuban Gulf Oil Company. CNFG. La Habana. (ined.)*

Pardo, G., 1975, Geology of Cuba. *In The Ocean basins and margins, Vol. 3: Caribbean and Gulf of Mexico, p. 553-613. Plenum Press. New York.*

Pardo, M., Bello, V., Amador, H., Taba, S., Sousin, O., Matamoros, I., Moya de, I., 1989, Interpretación de los datos geofísicos con fines de la cartografía geólogo-estructural de la Republica de Cuba. *Transact. of the 12th Caribbean Geol. Conference. En David K. Larue y Grenville Draper, editores.*

Piotrowska, K, 1972, La tectónica de la Sierra de Los Órganos en el área comprendida entre las localidades de El Cangre, Santo Tomás, Santa Lucía, Baja y San Juan y Martínez. *Actas No. 2, pag. 35-38.*

Piotrowska, K., 1978, Nappe Structure in the Sierra de Los Órganos, western Cuba. *Acta Geol. Polonica*, vol. 28, No 1. p 97-170.

Piotrowska, K., 1987, La estructura de nappes en la Sierra de Los Órganos. En *Pszczółkowski, A., Piotrowska, K., Piotrowski, J., Torre y Callejas, A., Myczyński, R., Haczewski, G.*, 1987, *Contribución a la geología de la provincia Pinar del Río*. Editorial Científico-Técnica, La Habana, Cuba, 255 p.

Piotrowski, J., 1977, First manifestations of volcanism in the Cuban geosyncline. *Bulletin de L'Academie Polonaise des Sciences, Serie de Sciences des la Terre*, 24 (3-4): 227-234.

Piotrowski, J., 1987, Primeras manifestaciones de vulcanismo en el geosinclinal cubano. Versión en Español: En: *Pszczółkowski, A.*, (Ed. cient.). 1987, *Contribución a la geología de la provincia Pinar del Río*. Editorial Científico-Técnica, Ciudad de la Habana, pp. 163-169.

Pszczółkowski, A.; Piotrowska, K.; Mycznski, R.; Piotrowski, J.; Skupinski, A.; Grodzicki, J.; Danilewski, D. y Haczewski, G., 1975, Texto explicativo al mapa geológico a escala 1:250 000 de la provincia de Pinar del Río. Brigada Cubano- Polaca, *Inst. Geol. Paleont., Minist. Indust. Bas., La Habana* (inédito).

Pszczółkowski, A., 1978, Geosynclinal Sequences of the Cordillera de Guaniguanico in Western Cuba. Their lithostratigraphy facies development and paleogeography. *Acta Geologica Polonica*. Vol. 28. Nº. 1. 96 pags. 32 figs. 6 pls.).

Pszczółkowski, A., 1985, Sobre la edad del metamorfismo y la estructura tectónica de la faja Cangre. Provincia de Pinar del Río. Cuba. *Ciencias de la Tierra y el Espacio*. No. 10. pags. 31-35.

Pszczółkowski, A., 1994, Geological cross-sections through the Sierra del Rosario thrust belt, western Cuba. *Studia Geologica Polonica: Geology of Western Cuba*, 105: 67-90.

Quintas, F., 1992, Las asociaciones estructuro formacionales y la prospección geológica. *Minería y Geología* 3 (3), pp. 57-59.

Quintas, F. y Blanco, J., 1993, Paleogeografía de la cuenca de San Luís y su importancia para la interpretación de la evolución geológica de Cuba oriental. *Minería y Geología* 10 (3), pp. 3-14.

Rigassi-Studer, D., 1963, Sur la géologie de la Sierra de Los Organos, Cuba. *Extrait des Archíves des Sciences*, Geneve, vol 16, fasc 2. pp 339-350, 11 fig., 1 tbl.

Schneider, J., Bosch, D., Monié, P., Guillot, S., Lardeaux, J-M., García-Casco, A., Torres-Roldán, R. L., Millán Trujillo, G., 2004 , HP/LT Rocks Exhumed During Intra-Oceanic Subduction: The Example of the Escambray Massif (Central Cuba). *Journal of Metamorphic Geology* 22 (2004) 227-247.

Sommer, M., 2009, Late Cretaceous to Miocene tectonic reconstruction of the northwestern Caribbean- regional analysis of Cuban geology. *These rerum naturalium. Fakultät der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald*. 125 p.

Somin, M. L., Millán, G., 1981, Geología de los complejos metamórficos de Cuba (Geologia metamorfiskich kompleksov, Kuby). *Isdatelstvo Nauka, Moscú*, 219 pp (en ruso).

Somin, M. L., Arakelians, M. M., Kolesnikov, E. M., 1992, Age and tectonic significance of high-pressure metamorphic rocks of Cuba. *International Geology Review*, 34, No. 2, pp. 105-118.

Somin, M. L., Mattinson, J. M., Rodionov, N. V., Berezhnaya, N.G., Kröner, A., Konilov, A. N., & Sergeev, S. A., 2005, The Arroyo Charcon, an unusual eclogite from the Escambray massif, Cuba: Petrology and zirconology. *Mitt. Österr. Miner. Ges.* 150 (2005).

Stanek, K. P., Maresch, W. V., Grafe, F., Grevel, Ch. and Baumann, A., 2006, Structure, tectonic and metamorphic development of the Sancti Spiritus Dome (eastern Escambray massif, Central Cuba). *Geologica Acta*, Vol. 4, Nº 1-2, 2006, 151-170.

Stanik, E., Ching, R., Chaloupsky, J., Suchanek, J., Schovanik, P., Valecka, J., Koverdysnsky, B., Mlcoch, B., Zoubek. J., Vazquez, C., Mañour, J., Vyjidak, B., Holak, J., Prochazka, J., Eisenreich, M., 1981, Informe del levantamiento geológico, geoquímico y trabajos geofísicos, realizados en la parte Sur de Cuba Central, en las Provincias Cienfuegos, Sancti Spiritus y Villa Clara. *Centro Nacional del Fondo Geológico. La Habana. Cuba*. 555 pags. (Inédito).

Thiadens, A. A., 1937, Geology of the southern part of the province Santa Clara (Las Villas) Cuba. *Geog. Geol. Mededeelingen, Phys. Geol. Reeks*, Nº 12, *Min. geol. Inst. Rijksuniv*; pp.1-69. *Utrecht*.

Tolkunov, A. E., Bolotin, I. A., Cabrera, R., Maximov, A. A., Zarianov, D. P., 1974, Regularidades de la distribución y condiciones de formación de los yacimientos tipo “Lentes piritosas” en el anticlinorio de Trinidad. En: *Geología de los yacimientos minerales útiles de Cuba. Publicación Especial Número 3, Instituto de Geología y Paleontología, Academia de Ciencias de Cuba, La Habana*.

Truitt, P. and Brönnimann, P., 1955, Preliminary report on the geology of the Viñales area, Pinar del Río province. *Centro Nac. Fondo Geol., Minist. Indust. Bas., La Habana* (inédito).

Truitt, P. y P. Brönnimann, P., 1956, Geologic Memorandum PT-48. Geology of Pinar del Río and Isla de Pinos, Cuba. *Centro Nac. Fondo Geol., Minist. Indust. Bas., La Habana* (inédito).

Vermunt L. W. J., 1937, Geology of the Province of Pinar del Río, Cuba. *Geogr. Geol. Mededeel, Utrecht, Phys. Geol. Reeks* No. 13 pp 1-60, 3 lam. 2 map.

Redefinición de los Esquistos Cristalinos El Algarrobo. Litodema asociado al grupo de formaciones metaterrígenas y a la Formación Cobrito del Macizo Metamórfico Escambray de Cuba Central.

Humberto Álvarez-Sánchez.

1. Introducción.

Los esquistos Algarrobo del Macizo Metamórfico de Cuba central, se mencionan por primera vez en Millán y Somin (1978) como "esquistos poliminerale del Grupo Algarrobo". En 1981 (Millán y Somin, 1981) los proponen como "Formación Esquistos cristalinos de Algarrobo₍₁₎", asociados a los esquistos metaterrígenos de la Formación Naranjo. Más tarde los describen bajo el nombre de "Esquistos cristalinos Algarrobo"; esta vez sin mencionar su categoría estratigráfica original (Millán y Somin, 1985a), asociados exclusivos de su Zona Metamórfica 3 de mayor grado metamórfico e incluidos como intercalaciones estratigráficas dentro de las nuevas Formaciones Loma La Gloria y Cobrito (Millán y Somin, 1985a). Suchanek (1978, en Stanik *et al.*, 1981) sostuvo que la "unidad litológica Algarrobo" era parte de la Formación Sopapo₍₂₎, a causa de que Algarrobo, cuando menos metamorfozado, es semejante y transicional a los metaterrígenos. Stanik (*ibid.*) consideró que los esquistos Algarrobo formaban parte de un nappe independiente con alto grado metamórfico. Álvarez-Sánchez los describe como "Esquistos Cristalinos Algarrobo" (en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986); abundantes al norte de la Cúpula de Trinidad, asociados a las Formaciones Loma La Gloria o Cobrito, o en enclaves en el Mélange Los Guapos₍₃₎ (Álvarez-Sánchez, *ibid.*). Somin *et al.*, (1992) los denominan "Esquistos Algarrobo" con cierta ambigüedad respecto a su nomenclatura ("Complex Formation"; *ibid.*). En el Léxico Estratigráfico de Cuba (Franco Álvarez *et al.*, 1992) la unidad es denominada "El Algarrobo, esquistos cristalinos" (unidad informal).

El Léxico Estratigráfico de Cuba₍₄₎ (Franco Álvarez *et al.*, 1992) refiere sinónimos para Algarrobo que no parecen reales. Ni Thiadens (1937) ni Palmer (1945) mencionan alguna litología afín con los esquistos Algarrobo. El nombre "Naranjo" fue elevado a Grupo y dividido en varias formaciones. No existe ninguna "Formación Naranjo" en el Escambray y la validez del grupo del mismo nombre fue rechazada por sus autores. Sinónimos apropiados serían: Esquistos poliminerale del Grupo Algarrobo (Millán, 1978) y Formación Esquistos cristalinos Algarrobo (Millán y Somin, 1981). Los esquistos Algarrobo podrían ser, en parte, sinónimos de Formación Loma La Gloria, del mismo modo que, parte de la Formación Sopapo (Shaloupsky, 1976 en Stanik *et al.*, 1981).

Redefinición.

En una obra titulada Litoestratigrafía del Macizo Metamórfico Escambray (Álvarez-Sánchez, 2015) la unidad Algarrobo **fue definida como un litodema** bajo el nombre de **Esquistos Cristalinos Algarrobo**. De acuerdo a las recomendaciones de la Comisión del Léxico Estratigráfico de Cuba, que hacen necesario cambiar el

¹ Esta es la grafía original de Millán y Somin, 1981. (Nota del Autor).

² La Formación Sopapo es el equivalente de las Formaciones Loma La Gloria y La Chispa (de Millán y Somin, 1981, 1985a) para la Expedición Checoslovaca Escambray I.

³ El Mélange Los Guapos es el cuerpo principal y de mayores dimensiones de los mélanges tectónicos serpentiniticos del Macizo Escambray, nombrado por Álvarez-Sánchez en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986.

⁴ Léxico Estratigráfico de Cuba. Centro de Nacional de Información Geológica, La Habana, 658 p. (Primera versión). (Inédito).

nombre de la unidad con el fin de evitar sinonimias existentes de mantenerse el actual nombre, en el presente trabajo se propone su redefinición **completa** que incluye, ahora, el cambio de nombre.

Autores originales.

Los autores de la unidad original son Guillermo Millán y Mark L. Somin; 1981; 1985a.

Categoría estratigráfica.

Unidad redefinida a Litodema **El Algarrobo** en el presente trabajo.

Nombre y Localidad Tipo.

El nombre se deriva del poblado Algarrobo o El Algarrobo₍₅₎, en la carretera Güinia de Miranda- Condado, parte oriental de la Cúpula de Trinidad (**Figura 1**). Provincia de Sancti Spiritus. La Localidad Tipo se describe en los afloramientos situados en el corte de la carretera Güinia de Miranda a Condado-Manaca Iznaga. En los afloramientos inmediatos al Sur del poblado Algarrobo, al lado W de la carretera; al sur del poblado del mismo nombre. Las coordenadas del lugar son N 238.20 y E 616.20. (Proyección Cónica de Lambert). (**Figura 2**). Hojas Felicidad y Meyer 1:25,000. 4281-IV-a y 4181-4-b. ICGC.

Razones para establecer su categoría litodémica.

Llama la atención la casi total falta de menciones sobre los esquistos El Algarrobo, a pesar de las numerosas especulaciones sobre la geología del Escambray en la literatura publicada. Estas rocas se adscriben a uno de los problemas estratigráficos del Escambray pendientes de solución por su carácter específico y único, sus relaciones estratigráficas oscuras y su llamativa y compleja composición mineralógica-petrográfica. Según Millán y Somin (1985b), Stanik *et al.*, (1981, inédito); Dublan y Álvarez Sánchez (1986; *ined.*) y Somin *et al.*, 1992) (los últimos tres por estudios de microsonda) los esquistos El Algarrobo no parecen contener minerales relícticos que muestren un origen previo al metamorfismo del Escambray, hecho, entre otros, que deja abierta la discusión sobre sus mecanismos de formación y su protolito.

- No se ha establecido de cuales rocas primarias se derivan estos esquistos. Su alotropía metamórfica es tan elevada que no se han reconocido relictos de la composición mineral previa. En alusiones comunes a estas rocas se encuentran calificativos tales como: "rocas extrañas"; "rocas exóticas".
- Su posición en la columna estratigráfica no es constante y se observa una dependencia clara con el grado metamórfico de las rocas hospedadas.
- Si bien varios de los cuerpos conocidos semejan capas o estratos aproximadamente concordantes con las rocas parietales, esta concordancia pudo provocarse por la compresión tectónica, semejante a una concordancia sedimentaria. De aquí que el cumplimiento de la Ley de Superposición es dudosa.
- A causa de que son conocidas aureolas metamórficas entre las rocas parietales y los esquistos, no se tiene la certeza de que los esquistos cristalinos posean verdaderas transiciones litológicas, anteriores al metamorfismo.
- Por la elevada variabilidad mineral observada en las salbandas de los cuerpos mayores, se originan una gran cantidad de especies litológicas mezcladas de modo que los criterios de delimitación de los

⁵ No existe seguridad respecto al nombre de este sitio. Algarrobo o El Algarrobo, son las posibilidades.

cuerpos de esquistos cristalinos en la cartografía son dudosos y condicionales, con varios problemas de petrología implicados.

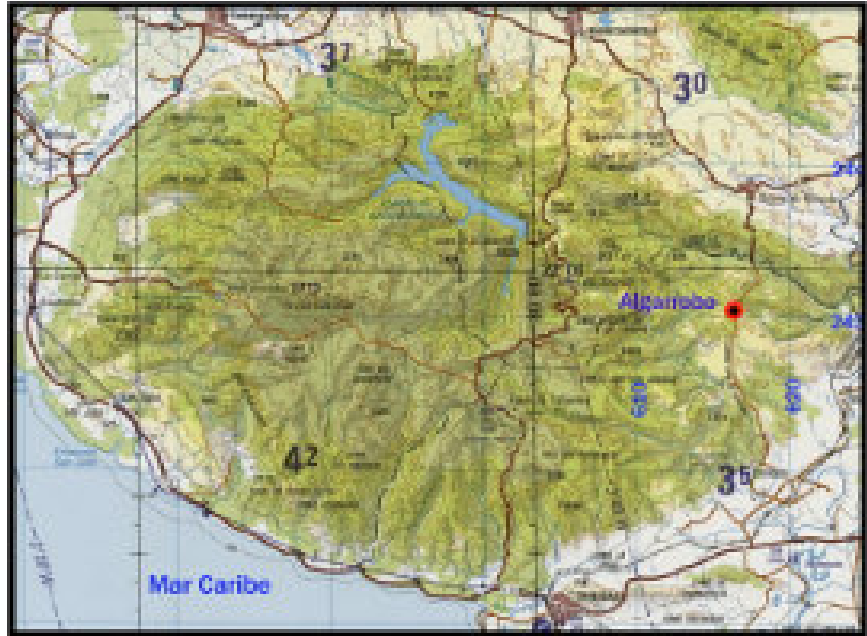


Figura.1. Situación general de la Localidad Tipo del Litodema El Algarrobo en la Cúpula de Trinidad. Mapa 1:250,000. Series 1501 Air Sheet NF 16-6. Edition 6. Elevación en pies. Números en azul: Coordenadas UTM.



Figura. 2. Localidad Tipo de los Esquistos Cristalinos El Algarrobo. Cúpula de Trinidad. Hojas Felicidad y Meyer 1:25,000. 4281-IV-a y 4181-4-b. ICGC. (Cuadrícula = 1Km). Carretera Güinia-Condado. De acuerdo con coordenadas de Millán y Somin (1981). (Gráfica del autor).

Resumen de problemas basados en hechos conocidos.

Sobre los esquistos El Algarrobo, sumariamente, puede decirse lo siguiente:

- Muestran una posición relativamente regular, como cuerpos concordantes en el interior de la Formación Loma La Gloria y en la parte baja de la Formación Cobrito, del Grupo San Juan (¿Jurásico Superior-Cretácico Inferior?), como capas o estratos de orden métrico. Si bien cuerpos de esquistos El Algarrobo de mayores dimensiones yacen también en contacto tectónico con estas Formaciones. Si existe una verdadera relación estratigráfica primaria (independiente de su posterior transformación) entonces la edad de estos esquistos coincide con la de sus secuencias de soporte. Es decir, Jurásico a Cretácico Inferior. Pero si esta relación es solo aparente y en gran medida tectónica con el resultado de un paralelización de los contactos, su edad permanece desconocida.
- Si los esquistos Cristalinos El Algarrobo fueran exclusivos de las Formaciones Loma La Gloria y Cobrito; ¿porque estas Formaciones, hacia los extremos externos de su zona metamórfica representativa (Zona 3 hacia el límite de la Zona 2, de Millán y Somin, 1981), ya no presentan intercalaciones de El Algarrobo? A esta especie de “degradación” de la identidad asociada, habría que agregar que las capas o paquetes de esquistos El Algarrobo que pueden encontrarse como intercalaciones en Cobrito, simplemente desaparecen. Esta es una cuestión tan compleja que, a pesar de las varias alternativas que pueden depender del propio origen de El Algarrobo en su posible relación genética con el metamorfismo-metasomatosis, también admiten una explicación diferente. En efecto, lo dicho se cumple para las eclogitas. Millán y Somin (1985b) describen las intercalaciones de eclogitas glaucofánicas del Río Caracusey (Cúpula de Sancti Spiritus) en la Formación Loma La Gloria que, hacia la zona más interna (Zona 2), donde el grado metamórfico se atenúa, en lugar de eclogitas, estas se sustituyen por esquistos verdes lawsoníticos ⁽⁶⁾.
- Su origen nativo en el seno de las capas metasedimentarias que los controlan **y su correspondencia con el grado metamórfico de las mismas**, es reafirmado por el hecho de que solo aparecen donde las eclogitas y glaucofanitas se mantienen en su integridad o con una diaftóresis moderada. Ellos no se destacan en otras formaciones donde los protolitos de dichas rocas cristalinas solo se encuentran como esquistos verdes de menor grado de presión. El Algarrobo es mineralógicamente coherente con las rocas que lo soportan. Son calcáreos en Cobrito y silícicos en Loma la Gloria ⁽⁷⁾ y coinciden en su grado metamórfico con las rocas anfitrionas.
- Cuerpos fragmentados de esquistos El Algarrobo, métricos hasta lozas extendidas por centenares de metros y potencia de decenas de metros, yacen en relación con las eclogitas en las extensas corridas del Mélange Los Guapos (Álvarez-Sánchez, en Dublan y Álvarez-Sánchez, *et al.*, 1986), al Norte de la Cúpula Trinidad. Fragmentos menores de El Algarrobo se mezclan detalladamente con esquistos carbonáticos, jadeíticos, anfíbolitas y apoeclogitas glaucofánicas, embutidos y rotados en el interior de la matriz antigorítica del mélange. Pero los cuerpos mayores yacen en posición concordante ⁽⁸⁾ con lozas de equivalente dimensiones de eclogitas masivas. Algo similar a una secuencia estratigráfica normal o un apilamiento de escamas, probablemente puestas en concordancia por el plegamiento y la presión (Figura 4). ¿Es esta relación espacial producto de la causalidad de la formación del mélange, o es un vínculo genético? Al respecto, no conocemos cuando se incluyeron estos cuerpos

⁶ Tal caso se presenta también en la cúpula de S. Spiritus (Río Caracusey) donde no ocurre una disminución del grado metamórfico de la unidad 3, sino que las eclogitas fueron transformadas parcialmente en esquistos verdes lawsoníticos en las porciones limítrofes con la unidad 2 de menor grado metamórfico. Tanto en un caso como en el otro, las eclogitas fueron reelaboradas por un metamorfismo de menor grado. Incluso con frecuencia las eclogitas se transforman parcialmente en rocas glaucofánicas o en anfíbolitas. Todo esto lo he visto mucho en secciones delgadas. (Millán, com. escrita, 2012).

⁷ Se ven verdaderos esquistos Algarrobo calcáreos y no calcáreos, formando cuerpos independientes. Se puede decir que los metaterígenos Loma la Gloria pueden transicionar a los esquistos Algarrobo no calcáreos por el enriquecimiento de granate, glaucofana, onfacita y zoisita. De esto no tengo dudas. (Correspondencia de Millán; 2012).

⁸ La caracterización de los contactos tectónicos, de los cortes compuestos por cuerpos tectónicos, e incluso, los mélange, aparentan ser concordantes y sus contactos y la foliación metamórfica principal, se ven concordantes. Es normal que semejen cortes estratigráficos típicos. Esto se acentúa en la zona de mayor grado metamórfico, donde los cuerpos incluidos dentro de antigoritas de procedencia ofiolítica se ven concordantes (foliación bandeada y límites concordantes). En el norte de la cúpula de Sancti Spiritus, se ven cuerpos de eclogitas bandeadas concordantes dentro de antigoritas foliadas. (Millán, com. escrita, 2012).

en el Mélange Los Guapos, ni tampoco si estos cuerpos de esquistos de "tipo El Algarrobo" **son coetáneos o las mismas rocas** que yacen en condiciones aparentemente estratigráficas dentro de formaciones litoestratigráficas.

- Si estas incertidumbres tienen fundamento, sugieren varios problemas adicionales. En efecto, masas métricas de antigoritas son conocidos dentro de secciones de los esquistos El Algarrobo en muchas localidades, fuera de las áreas del mélange. ¿Cual es el posible origen de estas capas de rocas ultramáficas?
- Un origen por coalescencia tectónica es rechazado por todos los argumentos anteriores. Concederlo, no contradice el hecho de transposiciones estructurales a través de las cuales esquistos El Algarrobo pueden encontrarse dentro de serpentinitas o viceversa. En unidades fracturadas y fuertemente comprimidas las serpentinitas, a causa de su alta plasticidad, se inyectan a través de dichas grietas y planos de estratos, dando la falsa impresión de inter-estratos compuestos de serpentinita-El Algarrobo (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, *ined.*).
- Para capas que pueden caracterizarse con la menor cantidad posible de dudas sobre el terreno, los esquistos El Algarrobo parecen haber sufrido una transformación tan profunda, que en ninguno de los escasos estudios petrográficos y análisis de microsonda pudieron identificarse minerales o restos que indiquen una roca primordial (Millán y Somin, 1985b) (Dublan y Álvarez-Sánchez, *et al.*, 1985; Somin, *et al.*, 1992).

Composición petrográfica-mineralógica.

Los esquistos cristalinos El Algarrobo son muy singulares y se reconocen a simple vista por sus rasgos macroscópicos y alta especificidad mineral. Se trata de unos esquistos poliminerale (típicamente más de 5 minerales), de aspecto muy llamativo, yacientes como intercalaciones, al parecer estratigráficas concordantes, dentro de secuencias de cortes metaterrígenos y calcáreos. Son rocas granoblásticas, homogéneas; de escasa foliación, o foliadas o bandeadas (Figura 3); incluso de aspecto masivo en dependencia del lugar. Son densas y pesadas por su frecuente y elevado contenido de granate. El color, cuando frescas, es característico gris azulado a gris verdoso y rojizo a pardo rojizo en los cortes alterados. Se trata de rocas difícilmente confundibles con otros esquistos del Escambray **y no tienen correlación conocida, ni siquiera dentro de este macizo metamórfico; ni tampoco en otros macizos metamórficos de Cuba existen rocas comparables a estas.**

Se dispone de estudios detallados de la petrografía de estos esquistos que proporcionan una buena caracterización de su composición (Millán y Somin, 1981, 1985a; Stanik *et al.*, 1981; Soucek y Álvarez-Sánchez, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986; Somin *et al.*, 1992). La composición general comprende asociaciones típicas de glaucofana - lawsonita - cuarzo - albíta - moscovita (paragonita) - granate. La fengita (Somin, *et al.*, 1992) también puede estar presente. A menudo contienen clinopiroxeno, hornblenda, clinozoisita-epidota ± actinolita-clorita. En ocasiones contienen zoisita. Carbonato y grafito ocurren a menudo. En un afloramiento también fue encontrada fuchcita (Álvarez-Sánchez, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986). El anfíbol característico es la glaucofana (Stanik, *et al.*, 1981; Dublan y Álvarez-Sánchez, *ibid.*; Somin, *et al.*, 1992). El rutilo es comúnmente reportado como típico mineral accesorio (Dublan y Álvarez-Sánchez, *ibid.*; Somin, *et al.*, 1992). El granate puede alcanzar grandes concentraciones y, a veces, la albíta puede llegar a ser el mineral predominante. Los granos de albíta incluidos en el anfíbol indican un crecimiento simultáneo de ambos minerales (Somin *et al.*, *ibid.*). No todos estos minerales están presentes simultáneamente, pero por lo menos, 5 de ellos siempre observables.

Somin *et al.*, *ibid.*), describen capas individuales de rocas anfíbolíticas compuestas de anfíbol sódico cálcico, pertenecientes al grupo de la Na-tremolita, donde se encuentra el raro anfíbol determinado como katophorita; mineral semejante a glaucofana que se encuentra típicamente en rocas ígneas básicas alcalinas

en facies glaucofana-jadeíta; más propiamente en complejos ultramáficos. Es conocida en gabros eclogíticos de los Alpes occidentales, producto del metamorfismo HP-LT. Allí la glaucofana se acompaña con un anfíbol verde-azul desarrollado en el contacto glaucofana-granate, determinado como katophorita (Reynard y Ballevre, 1988, y en Deer, *et al.*, 1997). Katophorita verde-azul se encuentra en el Macizo Dora-Maira de ultra-alta presión del Norte de Italia con la asociación: jadeíta-cuarzo / cohesita-almandino-fengita (Hirajima y Compagnoni, 1993, en Coleman y Wang, 1995 y Deer, *et al.*, 1997).

Somin, *et al.*, *ibid.*; describen los intercrecimientos simultáneos existentes entre este anfíbol y la albíta y la ausencia de zonación química en anfíboles y granates, como evidencias que contradicen un origen polimetamórfico para los esquistos El Algarrobo. La edad K/Ar $67,4 \pm 0,3$ Ma de una muestra de un esquisto cuarzo albítico y edad similar de la roca (Muestra GME-81-3⁹), indica que los esquistos El Algarrobo resultan de un único evento metamórfico cretácico. Según las evidencias registradas en las muestras (GME-81-3 y F94; de la Tabla 1 en Somin, *et al.*, 1992) al parecer ocurrió un único evento metamórfico bajo temperaturas de 350-400°C y alta presión (geotermómetro de glaucofana-granate, según Perchuk en Somin, *et al.*, *op cit.*).



Figura. 3. Esquistos El Algarrobo foliados con granate y abundante glaucofana que resalta el tono gris azulado de los esquistos. 1-Probables budinas de esquistos albíticos. 2-Grietas que producen bloques elípticos durante la meteorización. Cúpula de Trinidad. (Foto cortesía de L. Bernal. 2010).

Los análisis de microsonda realizados en muestras de El Algarrobo (Millán y Somin, 1985b; pag. 12) (Dublan y Álvarez-Sánchez, *et al.*, 1986; Somin, *et al.*, 1992) en ninguno de los tres casos indican relictos de minerales indicadores de un evento metamórfico previo al que caracteriza al Macizo Metamórfico Escambray. De aquí que Somin (*op cit.*) opina que los datos disponibles muestran que los esquistos El Algarrobo son el resultado de un único evento metamórfico de alta presión de edad Cretácico tardío.

⁹ Muestra GME-81-3 (Esquisto de paragonita-glaucofana). Formación Algarrobo (Somin *et al.*, 1992) Laboratorio IGEM. K/Ar. (Nota del Autor).

Intercalaciones y secreciones.

Una composición de tal complejidad produce mezclas de rocas emparentadas, aunque algo diferentes, a menudo con un mineral netamente predominante, tales como zoisita, actinolita, clorita, granate, antigorita y calcita (mármoles). En los contactos con metaterrígenos /esquistos calcáreos, ocurren rocas mixtas, como carbonato-granato-zoisíticos-albíticos con grafito y carbonato-moscovíticos-cuarcíferos, con grafito, metálicos, clorita, esfena y rutilo. Incluso esquistos cuarzo-moscovíticos granatíferos o cuarzo-piroxénicos moscovíticos, más parecidos a rocas metaterrígenas.

Mármoles y esquistos calcáreos.

Entre las intercalaciones notables, se encuentran los mármoles azulosos, interpretados como metasomáticos-calcíticos tardíos de gran intensidad (Somin y Millán, 1981; Soucek y Álvarez-Sánchez, *ibid.*). Los mármoles (calcita hasta 80%) a veces no superan unos decímetros, mientras pueden alcanzar metros de potencia de aspecto masivo o pseudoestratificado con contactos difusos. Muy afines a los mármoles son los esquistos calcáreos granatíferos (hasta 50%) con moscovita, albita, cuarzo, glaucofana, esfena, clinopiroxeno $\pm$ clorita, fuertemente carbonatizados, a menudo con grafito, abundante en ciertos casos; típicos en la región norte de la Cúpula de Trinidad.

Esquistos albíticos.

Son rocas muy peculiares representadas por cuerpos decimétricos blanquecinos compuestos por albita con cuarzo y glaucofana; que parecen proyectarse hacia el exterior del cuerpo principal en la región de Algarrobo⁽¹⁰⁾ y también como lentecillos ovalados de posible origen secrecional o resultado de boudinage (Figura 3). Son de grano fino, blanquecinos con un contenido de albita en varios por cientos. La albita puede alcanzar contenidos tan elevados que pueden llamarse como albititas; en parte probablemente originada por metasomatosis sódica generalizados al resto del macizo (Millán, 1984; com. pers.).

Antigorititas.

Las intercalaciones de cuerpos de antigorititas son frecuentes en muchas localidades. En la región al Norte de la Cúpula de Trinidad, al NE de Jibacoa (Loma de Los Guapos), los cuerpos mayores de El Algarrobo contienen secciones métricas de antigorititas densas y de esquistos de glaucofana-granate (Álvarez-Sánchez, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986).

La presencia de antigorititas en el interior y también en los bordes de los cuerpos de El Algarrobo es un enigma que se suma a los numerosos que estos esquistos proponen al investigador. Las antigorititas son masivas, aparentemente monominerales, de grano muy fino (hasta 0.1 mm) de fábrica no direccional. Por análisis roentgenométrico se determinaron en una muestra representativa, berthierina, antigorita y kryptomelana (Soucek, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986). Los cuerpos interiores no suelen superar unos metros de potencia a menudo junto con esquistos de glaucofana-granate (Figura 4). Sin embargo, cuerpos en contacto, pueden alcanzar decenas de metros de potencia (Figura 5) y aflorar de modo independiente.

Granatitas.

Unos esquistos muy propios de El Algarrobo, raros de ver frescos en afloramientos pero si en pozos, son las granatitas. El Pozo PLG-1 (Figura 5) a la profundidad de 142 m, cortó granatitas compuestas por granate hasta 50% en una matriz con moscovita-cuarzo-glaucofana-esfena y carbonato.

Meteorización.

Los esquistos El Algarrobo en masa tienen un color gris hasta azul, pero la alteración de superficie los reduce a una masa rojiza, ocosa, con mucho granate suelto. Una característica que se puede apreciar mejor en los afloramientos alterados, es un sistema de grietas que se cortan bajo ángulos agudos y delimitan bloques de forma toscamente esférica.

Extensión regional.

En la Cúpula de Trinidad son numerosos los cuerpos de El Algarrobo en la parte septentrional, NW y SW, asociados siempre a la Formación Loma La Gloria y parcialmente a la Formación Cobrito en su Miembro La Horqueta (**de la Fm. Cobrito**). Entre la región entre Las Moscas hasta la zona del pequeño yacimiento Victoria, al E-NW de La Carlota los cuerpos de El Algarrobo son profusos y se extienden por cientos de metros y hasta más de 1 km. Hacia Loma de los Guapos y Pico Blanco, al norte de Jibacoa, se encuentran los cuerpos mayores, formando parte del Mélange Los Guapos. En la Cúpula de Sancti Spiritus son comunes en la parte septentrional, sur y oriental. Siempre asociados a las Formaciones Loma La Gloria y Cobrito y en la Zona 3 del metamorfismo (según Millán y Somin, 1981).

Relaciones espaciales. Espesor.

Por su extensión y potencia, los esquistos El Algarrobo se reflejan independientes en los mapas geológicos del Escambray por los equipos de cartógrafos en las décadas del 70 y 80. La mayoría con experiencia sobre estos esquistos tan peculiares, coinciden en su carácter estratiforme, su estrecha relación con las Formaciones Loma La Gloria y Cobrito y su exclusividad de aparición en la zona de más alto grado metamórfico en ambas cúpulas; destacándose la mitad oriental y Norte de la Cúpula de Trinidad y Norte de la Cúpula de Sancti Spiritus como los lugares de mayor propagación, (Millán y Somin 1978, 1981, 1985a; Suchanek, 1978, en Stanik *et al.*, 1981; Molak 1983, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986).

En la Formación Loma La Gloria, yacen la mayoría de los cuerpos. En la Formación Cobrito aparecen en su parte inferior que llegan a constituir delgadas intercalaciones toscamente rítmicas; más a menudo inmapeables y menos comunes y raras de observar, pero importantes por el espesor de los cuerpos mezclados existentes. Pero hay excepciones y, relaciones tectónicas muy complicadas también existen.

Millán y Somin (1985a) señalan contactos tectónicos de los esquistos El Algarrobo con la Formación La Chispa en la parte Noreste de la Cúpula de Trinidad, enfatizando que dichos contactos se producen por fallas claramente manifestadas que separan estas litologías en dos escamas tectónicamente independientes⁽¹¹⁾. Álvarez-Sánchez (en Dublan y Álvarez-Sánchez, *ibid.*) describe grandes cuerpos de los esquistos El Algarrobo en la Zona de La Belleza y en la Loma de Los Guapos, al Norte de Jibacoa; Cúpula de Trinidad.

¹⁰ Es posible aunque no está probado, que se trata de venas o vetas primitivamente cortantes según opinión de G. Nekrasov (1983, com. pers.).

¹¹ Por cierto, este hecho es una manifestación adicional, aunque indirecta, sobre la posible desvinculación primaria entre las Formaciones Loma La Gloria (portadora de los Esquistos Algarrobo) y la Formación La Chispa. (Nota del Autor).

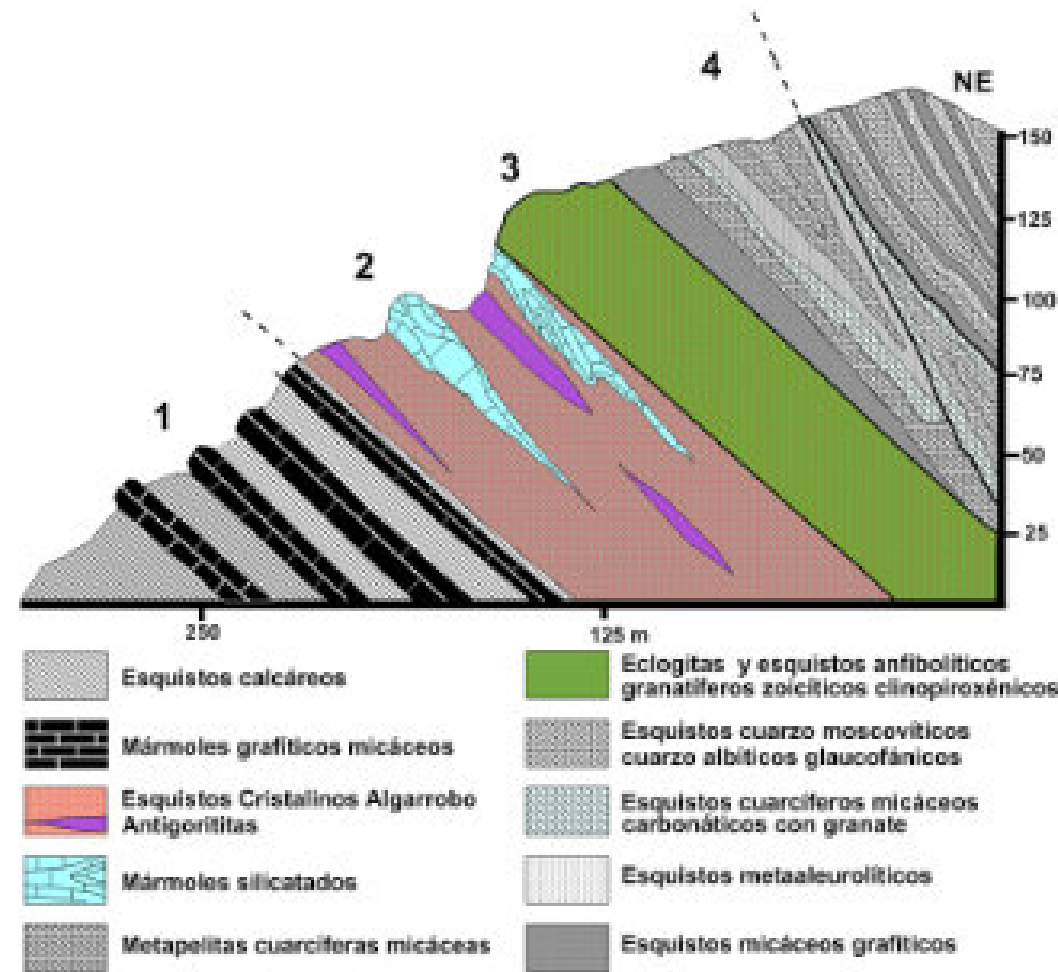


Figura 4. Sección esquemática que muestra la posición de los esquistos El Algarrobo en el sector de La Belleza, región Norte de la Cúpula de Trinidad. Coordenadas Lambert de referencia: Norte 242.390 y Este 613. 072. Hoja Manicaragua 4282 III. ICGC. 1-Formación Cobrito (Grupo San Juan). 2-Litodema Esquistos Cristalinos El Algarrobo. 3-Litodema Eclogitas La Belleza. 4-Formación Loma La Gloria (Grupo Metaterrígeno). (Gráfico del autor; 1986).

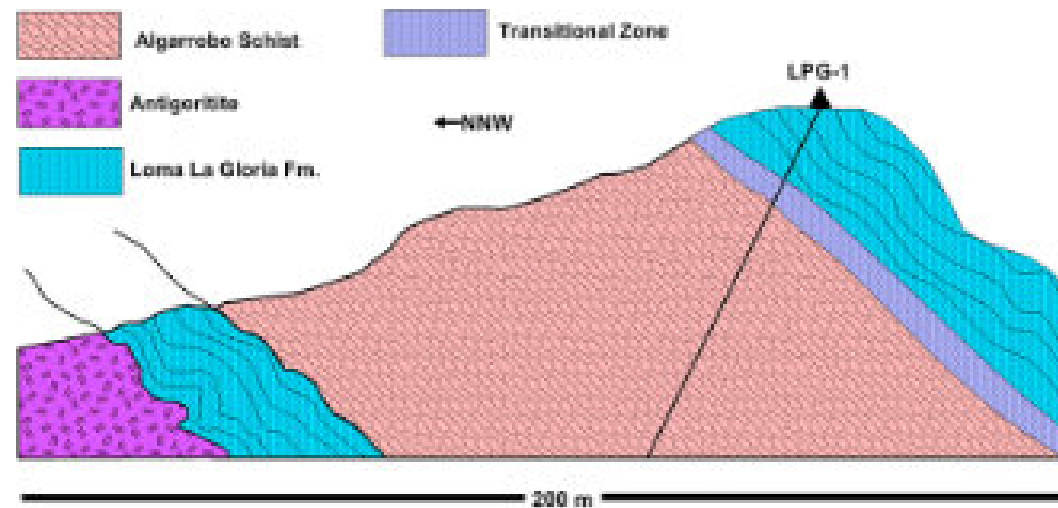


Figura. 5. Croquis parcial de la sección del Pozo PLG-1 para exploración de granate en la localidad de La Belleza, Norte de la Cúpula de Trinidad, que corta un intervalo potente de los esquistos de El Algarrobo, según B. Molak y L. Bernal. (Expedición Escambray II). (Gráfico del autor; 1986).

En esa localidad un cuerpo de los esquistos El Algarrobo yace concordantemente sobre un paquete de esquistos calcáreos de la Formación Cobrito y se cubre por un potente cuerpo de eclogitas muy frescas con la onfacita y los granates apenas alterados (Figura 4). Los esquistos calcáreos incluidos, carbonatizados intensamente forman un mármol silicatado, con una gran densidad de cristales de granate. En esta localidad los cuerpos de El Algarrobo llegan a alcanzar ejes largos hectométricos y potencias de varias decenas a más de 100 m, en un gran cuerpo de El Algarrobo orientado WNW extendido por cerca de 2 km. Este yace emparedado entre los esquistos metaterrígenos de la Formación Loma La Gloria, a su vez en contacto tectónico con cuerpos de mélange de antigoritas (Figura 5).

Como la potencia de los cuerpos de El Algarrobo varía dentro de amplios límites, desde unos decímetros, unos metros, hasta decenas de metros, incluso hasta más de 100 m y constituyen cuerpos independientes; se puede constatar, que los cuerpos pequeños parecen mantener un control estratigráfico, mientras los cuerpos mayores generalmente yacen en contacto tectónico con las rocas espacialmente relacionadas. Esta última situación puede interpretarse como causada por las competencias de contraste durante el plegamiento dúctil e incluso durante la posterior acomodación en las etapas tectónicas póstumas.

Edad de los Esquistos El Algarrobo.

Una edad paleozoica o más vieja para las rocas del Escambray es una tesis que se ha sostenido, sin unos claros enunciados, desde época temprana (Hayes *et al.*, 1901; Lewis, 1932; Weyl, 1950; Rigassi-Studer, 1961; Hatten, 1967) y el retorno a esta idea no data de mucho tiempo, al parecer derivada de sus antecedentes; (Kumpera y Svork, 1969; Tijomirov *et al.*, 1988; Mossakovski, *et al.*, 1986). Los esquistos El Algarrobo, en época reciente fueron significativos en la defensa de esta suposición por su aspecto "antiguo" (Somin *et al.*, 1992). En la Expedición Escambray II, la cuestión se discutió con la participación de G. Nekrasov; G. Millán, M. L. Somin y H. Álvarez-Sánchez en 1983. Una edad paleozoica o más antigua era postulada por G. Nekrasov¹², quien sostenía que El Algarrobo formaba parte de afloramientos de un basamento antiguo bajo las unidades del Escambray.

Ya desde mucho antes (Millán, 1978; Millán y Somin, 1981, Millán y Somin, 1985 ab) se sostenía que la edad de El Algarrobo concuerda con la edad de la Formación Loma La Gloria (Jurásico Inferior-Oxfordiano Medio) dentro de cuyas secciones yacen los cuerpos mayores de estos esquistos y comentan (en 1985a) que El Algarrobo carece de indicios petrográficos y estructurales que soporten y que su completa concordancia con las asociaciones minerales metamórficas de los restantes complejos litológicos del Escambray, no apoyan la suposición de que son representantes de un basamento aflorado en la región. Estos datos son consistentes con las observaciones realizadas por otros autores (Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986).

Las únicas determinaciones de edad absoluta sobre muestras de El Algarrobo se encuentran en Millán y Somin (1995b) y Somin *et al.*, 1992. Esta es una situación extraña: La mayoría de las determinaciones de edad absoluta que se conocen del Macizo Escambray no se adscriben claramente a una formación estratigráfica específica con excepciones recientes (Rojas-Agramonte *et al.*, 2012). Una gran parte de las provenientes de Cuba central tampoco poseen una vinculación precisa con una formación definida (v. Meyerhoff *et al.*, 1969) y en concreto sobre el Escambray tampoco (v. también Iturralde-Vinent *et al.*, 1994; Tabla 4).

De acuerdo con Millán y Somin (1985b) unas dataciones K-Ar de mica blanca de rocas de El Algarrobo indicaron entre 71 y 82 Ma (entre ellas GME-81-3; en Somin, *et al.*, 1992) Si los Esquistos Cristalinos de El Algarrobo son verdaderas intercalaciones estratigráficas dentro de las unidades metaterrígenas y en la parte inferior del Grupo San Juan (Formación Cobrito), es claro que esta datación no revela su edad original, sino un evento metamórfico cronológicamente tardío; probablemente el mismo que determinó la compleja

¹² Instituto de Geología de la Academia de Ciencias de la URSS. Nota del Autor.

composición mineral de estas rocas. Pero si estos esquistos fueron originados por algún proceso petrológico o algún evento tectónico, o una combinación de ambos (una metasomatosis *in situ* de ciertas rocas estratigráficamente preexistentes) el rango cronológico citado, nuevamente solo indica la fecha de dicho proceso⁽¹³⁾.

Origen metasomático de los Esquistos Cristalinos El Algarrobo.

La tesis del origen metasomático fue formulada primero por Millán y Somin (1978) y reiterada en trabajos posteriores (1981; 1985 ab). A este tesis se han adherido Álvarez-Sánchez (en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986); Molak y Bernal (en Dublan y Álvarez-Sánchez, *ibid.*), geólogos de la Expedición Escambray II.

El concepto se basa en la sustitución de esquistos metaterrígenos, fundamentalmente de la Formación Loma La Gloria. Este proceso de metasomatismo pudo destacarse por la intensa introducción de Na, con albitización en ocasiones completa de las rocas base y una superposición probablemente posterior de soluciones calcíticas; durante (o muy poco posterior) con el metamorfismo principal. De acuerdo con esta suposición, los esquistos metaterrígenos y parte de los esquistos calcáreos de la Formación Cobrito, fueron profundamente transformados bajo la actuación del metamorfismo de alta presión con el desarrollo de la paragénesis característica de la facies metamórfica y la transmutación adicional metasomática hasta borrar los restos de los protolitos.

Si las relaciones de transición entre estos esquistos El Algarrobo y los metaterrígenos (la Formación Loma La Gloria) son reales, es posible suponer que su origen pudo resultar de una combinación del metamorfismo con una metasomatosis profunda de rocas de esta Formación. Pero, esta posibilidad fue inicialmente rechazada por Millán y Somin (Millán y Somin, 1985a) sobre la base de que no se encontró zircón detrítico en las rocas de El Algarrobo. Stanik *et al.*, (1981) comentaron que el zircón pudo no ser un accesorio típico de la Formación Sopapo. La expedición Escambray II (Dublan y Álvarez-Sánchez, *et al.*, 1986) tampoco observó la presencia de zircón detrítico. Esta cuestión del zircón, tomado como prueba en contra, se limita a los metaterrígenos. Esquistos El Algarrobo, bien caracterizados ocurren entre esquistos calcáreos y mármoles gráficos de la Formación Cobrito: Luego, la tesis de la sustitución metasomática se extiende hacia la Formación Cobrito y esta unidad, pocas veces se menciona; contiene esquistos calcáreos con abundante material terrígeno y el Miembro La Horqueta (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992) integrado por intercalaciones calcáreas y terrígenas representa una transición entre Loma La Gloria y Cobrito.

Basándose en el origen primario de los esquistos El Algarrobo, como derivados de un protolito sedimentario autóctono del corte del Escambray; Millán (comunic. escrita, 2012) indica que las primeras muestras, carentes de zircón detrítico, provenían de secciones calcáreas que pudieron ser de esa composición desde el principio. Más recientemente Millán (com. escrit., 2012) ha aclarado sobre esta cuestión del zircón⁽¹⁴⁾.

También cabe traer a colación una alternativa considerada tempranamente por Millán (1983, com. pers.) como posible; consistente en la suposición de que rocas de composición diferente, intercaladas en el interior de las secciones donde yacen los esquistos El Algarrobo, pudieron ser los candidatos apropiados de esta transformación; incluso pertenecientes a otras secciones rocosas del corte del Escambray. Así, al referirse al origen de los esquistos El Algarrobo Millán escribe: *“El metasomatismo de esta unidad debe haber jugado un papel en su formación, durante el metamorfismo progresivo. Los cuerpos calcáreos de Algarrobo (mármol silicatado) siempre se ven como cuerpos independientes y pudieron haber procedido de*

¹³ Los datos de dataciones isotópicas son escasos: además las dataciones K-Ar reflejan ante todo el tiempo de enfriamiento de las rocas y no la edad de su metamorfismo (Millán y Somin, 1985b).

¹⁴ Creo que el origen de los esquistos Algarrobo es también sedimentario y forma parte del corte primero del Escambray. La ausencia de zircón creo que se debe a que las rocas que se tomaron para sus análisis son aquellas que tienen composición calcárea y forman cuerpos independientes, los cuales quizás fueron carbonato primario, amén del metamorfismo que para mí se encuentra muy relacionado con este metamorfismo de mayor grado. Se puede decir que los metaterrígenos Loma la Gloria pueden transicionar a los esquistos Algarrobo no calcáreos por el enriquecimiento de granate, glaucofana, onfacita y zoisita. De esto no tengo dudas. Millán (com. escrit., 2012).

un protolito del Jurásico Superior o incluso de carbonatos del Cretácico Inferior. Lo que si está claro es que el protolito de Algarrobo nunca es un elemento ajeno y extraño a los cortes del Escambray y su edad debe ser Jurásico hasta Cretácico Inferior. Incluso, diferentes protolitos de distintas edades pueden haber formado estos esquistos cristalinos en diferentes sectores⁽¹⁵⁾. Dentro de los esquistos equivalentes a la Fm. San Cayetano (Fm. Loma la Gloria) de la unidad 3, se pueden destacar capas de estos esquistos, pero nunca verdaderos mármoles silicatados como los que afloran en la localidad tipo de Algarrobo”.

Estas observaciones, a mi juicio, sugieren, aunque no demuestran, los siguientes postulados:

1-Los Esquistos Cristalinos El Algarrobo, realmente pudieron ser el resultado de un proceso metasomático intenso que, a partir de rocas de composición petroquímica favorable, fueron transformados en las rocas poliminerale. Sin que hasta ahora existan pruebas de tal proceso, ni tampoco suficientes pruebas que lo descarten.

2-El hecho de que los esquistos El Algarrobo sean exclusivos de las unidades tectónicas de más alto grado metamórfico y que ni siquiera se encuentran equivalentes menos metamorfizados en las unidades de metamorfismo algo más moderado, puede significar como hecho, que tales rocas mantienen una relación más o menos directa con el metamorfismo-metasomatosis. Incluso es reconocido en el Escambray la presencia de metasomatosis sódica, carbonática y probablemente algunos procesos metasomáticos aún no conocidos.

Discusión.

¿Cuál proceso puede originar rocas poliminerale, caracterizadas por condiciones metamórficas específicas de T-P, con un complejo amplio de minerales coexistentes, que no muestran indicios de un protolito original y que se presentan, lo mismo, en términos de cuerpos decamétricos o como delgadas intercalaciones decimétricas, por lo menos en dos específicos niveles estratigráficos y en una unidad desmembrada tectono-estratigráfica (mélange), sin cambios sustanciales en su composición mineral propia, identificable de lugar a lugar?

Resulta difícil pensar en un proceso metasomático tan regular, causante de tal transformación hacia unas rocas tan específicas, con una asociación mineral prácticamente constante, distribuidas en áreas extensas de un dominio geológico y que este proceso arroje los mismos resultados cuando ocurre indistintamente en cortes geológicos de composición contrastante. Se conoce que los esquistos El Algarrobo transitan hacia mármoles silicatados sin perder completamente sus especificaciones minerales y que, otras secciones más características poseen, en cambio, una matriz no calcárea.

Subsisten numerosas dudas: Las relaciones de transición numerosas y de composición mineral compleja y muy variable, principalmente observadas en la Formación Loma La Gloria, producen rocas cuya pertenencia a los esquistos El Algarrobo ¿depende de la opinión del observador? En este caso, los límites de El Algarrobo ¿pueden resultar puramente convencionales⁽¹⁶⁾? ¿Donde es posible situar entonces los límites de tal proceso de alteración? ¿Donde las rocas originales poseían una composición apropiada para ser convertidas en verdaderos esquistos El Algarrobo, sin relictos de una composición anterior y donde no? ¿Cuales fueron los parámetros físico-químicos de las soluciones activas?

¹⁵ El subrayado es mío. Nota del Autor.

¹⁶ Según mi criterio, las intercalaciones metasomáticas entre diferentes elementos rocosos son visibles en esta unidad metamórfica, tal es así en los límites entre algunos cuerpos de eclogitas que se encuentran dentro de los metaterrígenos y parecen contaminar a los últimos, formando una aureola enriquecida en granate, onfacita y glaucofana, mucho más que lo normal. (Millán, 2012; com. escrita).

Origen de El Algarrobo como sedimento primigenio.

Esta hipótesis se debe a García-Casco de la Universidad de Granada (com. escrita, 2013). Expongo y, a continuación discuto, esta interesante interpretación, solo en lo concerniente al concepto genético, ya que la idea del autor se extiende hacia las cuestiones amplias de la geotectónica del Escambray; materias que son tratadas en otra parte de la presente obra.

García-Casco parte por rechazar de plano el origen metasomático de los esquistos El Algarrobo y los interpreta como metasedimentos derivados de un protolito del fondo oceánico (de fondos abisales; = 0 > 4,000 m) o del margen continental muy distal (talud). Estas condiciones de formación establecerían una diferencia litológica desde el principio, con el resto de los depósitos de dicho margen continental a causa de las características del zócalo de su depocentro, formado por la corteza oceánica limítrofe al margen continental con su composición petrológica característica (formada desde ese entonces por ultramáficos, MORB y otros).

El complejo rocoso "Escambray", entraría en una zona de subducción aproximadamente en el Cretácico tardío (dataciones de 70±5 Ma, según García-Casco). Durante la subducción los "sedimentos El Algarrobo" y su zócalo oceánico y, a continuación, las unidades consecutivamente situadas en depocentros de menor profundidad (terrigenos; calcáreos pre-Cobrito, y otros) serían enterradas a profundidades crecientes.

Eclogitas derivadas de MORB y esquistos ultramáficos (antigoritas) resultarían del enterramiento a unos 70 km de profundidad y los "sedimentos El Algarrobo", seguidos de las unidades con rasgos más propios del margen continental llegarían a profundidades similares o algo menores con los consiguientes resultados metamórficos. En este ambiente de subducción-prisma de acreción se produciría la mezcla por la tectónica de mutuos desplazamiento, plegamientos y deformaciones intensas bajo las condiciones confinantes, *"tanto durante el viaje de ida (subducción) como de vuelta (exhumación)"*. En las palabras del autor: *"considero que Algarrobo+eclogitas+metaultramafitas puede ser descrito, al menos en parte, como un mélange tectónico de alta presión (formado a ca. 70 km de profundidad) fuertemente transpuesto por varias fases de deformación dúctil durante la subducción y la exhumación"*.

Discusión.

El origen sedimentario primario del protolito de El Algarrobo se ha sostenido invariablemente desde las tempranas menciones de estas rocas (Millán y Somin, 1978; en parte Suchanek 1978, en Stanik *et al.*, 1981; Millán y Somin, 1981, 1985 ab; Molak y Bernal, 1983 y Álvarez-Sánchez (en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986).

Como elemento que se considera formó parte de los protolitos de las Formaciones Loma La Gloria y Cobrito, fue precisado por Millán y Somin (1985a) y Álvarez-Sánchez (en Dublan y Álvarez-Sánchez, *ibid.*). Todos los autores citados, sin excepción, han explicado el metamorfismo de El Algarrobo (y sus secciones rocosas anfitrionas) y de cualquiera otra unidad estratigráfica del Escambray como resultado de su inmersión en una zona de subducción "Escambray".

También, Álvarez-Sánchez (en Dublan y Álvarez-Sánchez, *ibid.*), fueron los primeros que describieron grandes enclaves de los esquistos El Algarrobo, (eclogitas y muchos fragmentos de diversos esquistos cristalinos) emplazados en una matriz de antigorita, en un mélange tectónico de alta presión (Mélange Los Guapos) al Norte de la Cúpula de Trinidad.

Aunque comentado de forma general a causa de que la Expedición Escambray I no cartografió en detalle la parte Norte de la Cúpula de Trinidad; Stanik *et al.*, (1981) desde esa época, escribió: *"...las rocas de la unidad Algarrobo forman parte de un manto de cabalgamiento con un grado elevado de metamorfismo y las rocas extrañas constituyen parte del mélange; pag 78"*. Y, al referirse a las rocas extrañas: *"La mayoría*

de estas rocas (apoeclogitas, eclogitas, glaucofanitas, piroxenitas, zoisititas, granatitas) se encuentran en la zona del metamorfismo elevado, frecuentemente junto con la unidad litológica Algarrobo; pag. 85".

Visto lo anterior y en relación con lo que se trata, ¿cuales son las diferencias en la interpretación de García-Casco y cuales las posibles objeciones a su modelo?

Las conclusiones del autor citado parecen coherentes con la descripción presentada en el punto dos del epígrafe: *Resumen de algunos problemas basados en hechos conocidos*: que sintetiza cuestiones que de por sí, ni se pueden probar ni rechazar. El Mélange Los Guapos es de alta presión típico y sin duda originado en una zona de subducción. No hay objeciones a esto. Pero la presencia real en esta mezcla de los esquistos El Algarrobo sigue en dependencia de la respuesta a las preguntas: ¿"esquistos El Algarrobo", o "esquistos de tipo Algarrobo"? Ningún estudio petrológico detallado existe sobre El Algarrobo, que supere la descripción de secciones delgadas y algunas determinaciones de microsonda de minerales.

Un sedimento específico "Pre-Algarrobo", formado en la Zona Abisal (o batial), cuyas propiedades inherentes lo destinarían a responder al metamorfismo de una forma tan distintiva; no tendrían que ser encontrados dentro de la Formación Cobrito cuya litofacies es inapropiada bajo las condiciones supuestas y mucho menos en la Formación Loma La Gloria, en gran parte equivalente a la Formación San Cayetano de Cuba occidental y que pertenece a un ambiente de la plataforma continental.

Es así que la tesis de García-Casco retoma varios conceptos ya expresados en el pasado, pero resumida con una prosa más directa y breve, por otra parte aplicable estrictamente al origen del mélange con rocas cristalinas. La idea puede funcionar como interpretación básica, precisamente si las rocas "Algarrobo" fueran exclusivas del mélange. Pero no lo son.

En el Mélange Los Guapos, conviven otras unidades del corte del Escambray, incluso secciones homogéneas de las Formaciones Cobrito-Loma La Gloria, que pueden extenderse por cientos de metros y que son cartografiables a escalas medias; amen de numerosos cuerpos masivos de mármoles, metasilicitas y otros, asimilables con dificultad a otras formaciones del corte estratigráfico Cretácico por su estado, pero muy comparables a ellas.

Aunque en el actual desarrollo de esta obra es improcedente abordar la descripción del problema de los mélanges del Escambray, que es materia de otra sección; no hay objeción a considerar el Mélange Los Guapos como originado en una zona de subducción y quizá también como posible parte de un prisma de acreción.

Como parte de su interpretación del origen de los esquistos El Algarrobo; García-Casco sugiere incluir dentro del concepto Litodema Esquistos Cristalinos El Algarrobo, a los restantes complejos rocosos (eclogitas MORB, metaultramáficos, esquistos glaucofánicos y otros muchos tipos de esquistos cristalinos, interpretados por García-Casco como "corteza oceánica subducida" (García-Casco, com. escrit., 2013).

El mélange marca fronteras entre unidades de diferente naturaleza metamórfica y/o estratigráfica y se integra por (para simplificar) bloques coherentes de los elementos litológicos limítrofes durante la subducción, que flotan en una matriz. Si este concepto es aceptable; por el momento sin entrar en una discusión, queda claro que este mélange pertenece a la clase de "mélange tectónico¹⁷".

El mélange no es una unidad estratigráfica y, por tanto, no es un litodema. Los esquistos Algarrobo son una unidad independiente que interviene en el mélange, como muchas otras, a pesar de que continuamos sin conocer su origen primario.

Origen de El Algarrobo a partir de rocas vulcanógenas autóctonas.

Los antecedentes de esta hipótesis datan de las primeras suposiciones alternativas, sobre el origen de El Algarrobo y hasta ahora no se han sometido a discusión.

¹⁷ Type 4 – mélanges related to subduction; 4b – broken formation and tectonic mélanges (Festa et al.2010)

Suchanek (1978), fue uno de los primeros geólogos que estudió el llamado "problema de Algarrobo" (en Stanik *et al.*, 1981). Este autor de la Expedición Escambray I, además de suponer estos esquistos cristalinos como derivados de la Formación Sopapo, también manifestó que existían indicios que permitían compararlos con la Formación Yaguanabo, metavulcanógena, del Cretácico Inferior, basándose en el carácter básico de ambas unidades. Millán (1983, com. pers.) de modo independiente consideró también la posibilidad de protolitos locales situados en diferentes niveles estratigráficos; incluso del Jurásico Superior o de carbonatos del Cretácico Inferior. La pregunta que debe ser formulada en estas consideraciones es la siguiente: ¿Hay una posibilidad geológicamente significativa y creíble de que los esquistos Algarrobo son, por ejemplo, los esquistos verdes Felicidad sometidos a un complejo proceso de metamorfismo y metasomatosis?

- La mayoría de los cuerpos de esquistos El Algarrobo yacen en la Formación Loma La Gloria y los Esquistos Verdes Felicidad en la Formación La Chispa. Ambas formaciones son muy análogas en su composición litológica principal. Tienen la misma edad. Ocupan la misma posición en la columna estratigráfica del macizo. Ambas contactan con la Formación Cobrito, que constituye su techo estratigráfico en la situación más conocida en el Escambray. Esta última unidad también contiene esquistos de El Algarrobo, pero también contiene esquistos verdes apovulcanógenos comparables a Felicidad.
- Ambos conjuntos de esquistos, El Algarrobo y Felicidad, poseen transiciones litológicas bien establecidas y regularmente observadas con las rocas que soportan sus cuerpos, de modo que se producen litologías mixtas o mezcladas (Millán y Somin, 1981, 1985 ab; Suchanek en Stanik et al. 1981, Álvarez-Sánchez, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986). Sin embargo, no se conservan evidencias del protolito de Algarrobo. Los esquistos Felicidad, al contrario, contienen evidencias claras de su roca madre que permiten suponerles una edad coincidente con las rocas de sustento. Pero no sabemos la edad de los esquistos El Algarrobo. Alguna evidencia se tiene de la posible edad del proceso formador (v. Somin *et al.*, 1992, pero estas evidencias no coinciden con la edad de la roca base.
- Los esquistos Felicidad presentan, como minerales comunes albita, actinolita, epidotas, cloritas, clinozoisita, lawsonita, grafito, esfena, fengita, granate y hacia la zona próxima al borde de la Zona 3 ya se encuentran en ellos glaucofana, jadeita y horblenda.
- Los esquistos El Algarrobo; albita, granate, paragonita-fengita, glaucofana; anfíbol actinolítico, epidotas y cloritas; lawsonita, zoisita, clinozoisita, clinopiroxeno, horblenda y grafito.
- La albita forma en ambos conjuntos litológicos un componente mineral en elevados por cientos que testimonia una alteración inducida por la introducción de Na generalizada al Escambray.
- Las dos asociaciones son de alta presión.
- Mientras en los esquistos Felicidad se pueden reconocer aceptablemente los protolitos de tobas, lavas máficas e incluso posibles derivados de diabasas y gabros, con intervalos de siliclásticos, rocas calcáreas con materia orgánica y silicitas; El Algarrobo muestra el más alto grado de transformación metamórfica en esta región hasta el punto de que su protolito se desconoce.
- No obstante los productos metamórficos de Felicidad, integrados por los esquistos con una composición bastante compleja, los mármoles y una serie de esquistos de mezcla de material terrígeno y máfico, se pueden comparar sin gran esfuerzo, con El Algarrobo, aceptando sin más la acción de un más alto grado metamórfico y probablemente la acción de soluciones.

Luego, vistos lo anterior y contando con las deficiencias en el conocimiento actual; la diferencia más esencial que se puede señalar entre los dos conjuntos litológicos resulta ser el grado metamórfico; no las rocas madres. No tengo duda de que estas rocas parecen formar una cierta dualidad. ¿No es esto sugerente

y sospechoso? Creo que suficiente para incorporar a los esquemas supuestos del posible origen de estos enigmáticos esquistos El Algarrobo esta posibilidad como alternativa para la investigación (Tabla I). Un estudio detallado de la petrología, con énfasis en la petroquímica (HFSE) y otros estudios detallados, acompañados de una nueva cartografía realizada con pericia profesional, pueden rechazar esta hipótesis o llevarla a una confirmación que podría resolver uno de los muchos problemas geológicos en el Escambray. Lo cierto es que el esquema presentado carece precisamente de los datos arriba indicados. Las analogías comentadas son solo eso y no prueban lo que se supone, aunque los puntos de comparación dan que pensar. El problema básico que desde mi punto de vista sustenta mejor lo supuesto, no es la realidad de las analogías entre ambas unidades, que no se puede simplemente rechazar. Más bien dependen de una alternativa de interpretación que considero muy inquietante sobre la estratigrafía del Escambray. Después de una análisis muy reposado y cuidadoso que he realizado durante muchos meses sobre la base de datos a mi disposición y mi personal experiencia como geólogo del Escambray, pienso que las unidades metaterrígenas son esencialmente, la misma unidad litoestratigráfica y más allá, la misma entidad material. Solo diferenciadas por su situación en zonas de diversa intensidad de grado metamórfico. Si estos supuestos llegan a ser demostrados algún día, pienso que el íntimo parentesco entre Los Esquistos Verdes Felicidad y Los Esquistos Cristalinos El Algarrobo pueden llegar a convertirse en una identidad.

Tabla. I. Características comparativas entre los Esquistos Cristalinos El Algarrobo y los esquistos Felicidad.

Unidades Características	Esquistos Verdes Felicidad	Esquistos Cristalinos El Algarrobo
Modo de yacencia	Intercalaciones estratigráficas	Intercalaciones estratigráficas
Forma de los cuerpos	Tabular	Tabular
Tipos de contactos	Transicionales	Transicionales
Asociación estratigráfica	Fm. La Chispa	Fms. Loma La Gloria y Cobrito
Grado metamórfico	Esquistos verdes	Facies eclogítica
Intercalaciones	Mármoles, diversos esquistos cristalinos y metaterrígenos.	Mármoles, esquistos metaterrígenos, metasilicitas.
Protolitos	Se desconoce.	Vulcanitas básicas.
Techos estratigráficos	Fm. Cobrito.	Formaciones Cobrito y Narciso.
Edad	Se desconoce	Jurásico hasta Oxfordiano.
Hipótesis sobre el origen	Metasomatismo. Sedimentos abisales, otros.	Vulcanismo fisural probable riftogénico.

Referencias.

Álvarez-Sánchez, H., 2015, Litoestratigrafía del Macizo metamórfico Escambray. Tomo Uno. En Academia edu. 161 pp; 67 figs.; 3 tbls.; 4 Láminas.

Coleman, R. G., Wang, X., (Editors), 1995, Ultrahigh Pressure Metamorphism. Cambridge University Press.

Deer, W. A., Andrew H. R., Zussman., J., 1997, Rock Forming minerals. Double chain silicates. Volumen 2B. Second Edition. The Geol. Soc. of London.

Dublan, L., Álvarez-Sánchez, H. (Editores), 1986, Dublan, L., Álvarez-Sánchez H.; Mlcoch, B.; Mañour, J.; Lledíaz, P.; Molak, B., Vázquez, C.; Snopkova, P.; De los Santos, E., Soucek, J.; Pérez, M.; Mihailova, A.; Bernal, I.; Zoubek, J.; Ordoñez, M.; Soucek, J.; Morousek, J.; Svetska, J.; Marshall, W.; Pérez-Conde, R.; González, E.; Rodríguez, R.; Informe Final del levantamiento geológico y evaluación de los minerales útiles en escala 1:50,000 del Polígono CAME-I, Zona Centro. Centro Nacional del Fondo Geológico. La Habana. 1,402 Págs. 250 mapas. (Inédito).

Festa, A., Pini, G. A., Dilek, Y., Codegone, G., 2010, Mélanges and mélange-forming processes: a historical overview and new concepts. *International Geology Review*. Vol. 52, Nos. 10–12, pp 1040–1105.

Franco-Álvarez, G. L. (Editor), et al., 1992, Léxico Estratigráfico de Cuba. *Centro de Nacional de Información Geológica, La Habana*, 658 p. (Primera versión). (Inédito).

Hatten, Ch., W., 1967, Principal features of Cuban geology. Discussion. *The A.A.P.G., Bull.* Vol. 51. No. 5, pp. 780-803.

Hayes, C.W., Vaughan, T.W., y Spencer, A.C., 1901, Report on a geological reconnaissance of Cuba. *Gov. Print. Off., Washington D.C.*, 1-123. (Traducido por Pablo Ortega Ros y publicado en el *Boletín de Minas 2 de la Secretaría de Agricultura*, en 1917.).

Iturralde-Vinent, M. A., 1994, Geología de las ofiolitas de Cuba. En M. A. Iturralde-Vinent, editor. *Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba. IUGS/UNESCO. Project 364. Special Contribution Nº.1*.

Kumpera, O., y Skvor, V., 1969, Contribution to the information on the geological development and structure of Cuba and the Caribbean region. *Vestnik Oostedniho ustavu geologickeho*, XLIV, pág. 39-51.

Lewis, J. W., 1932, Geology of Cuba (with discussion by R. J. Metcalf). *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 16:533-555.

Millán, G., 1978, Tectónica y metamorfismo de las secuencias mesozoicas de las montañas del Escambray, Cuba. *Tesis del Instituto de Física de la Tierra. Moscú*. 134 pp. (en ruso).

Millán, G., y Somin, M. L., 1981, Litología, estratigrafía, tectónica y metamorfismo del macizo de Escambray. *Editorial Academia. La Habana*. 104 páginas.

Millán, G. y Somin, M. L. 1985a. Contribución al conocimiento geológico de las metamorfitas del Escambray y del Purial. *Reporte de Investigación Nº 2. IGP. Academia de Ciencias de Cuba*. 74 Pág.

Millán, G. y Somin, M. L., 1985 b, Condiciones geológicas de la constitución de la capa granito-metamórfica de la corteza terrestre de Cuba. *Pub. Esp. Inst. de Geol. y Paleont. La Habana*. 83 p.

Millán G. y Álvarez Sánchez, 1992, Geología del sector de La Sierrita. Macizo Metamórfico Escambray. *IGP La Habana y Empresa de Geología de Santa Clara. Cuba (Informe inédito)*.

Mossakovski, A., Nekrasov, G., Sokolov, S., 1986, Los complejos metamórficos y el problema del fundamento de la estructura alpina de Cuba. *Geotectonics* 3; 5-24. (ruso traducido al inglés).

Palmer, R. H., 1945, Outline of the geology of Cuba. *The Journ. of Geology*. Vol. 53. No. 1, pp. 1-34.

Rigassi-Studer, D., 1961, Quelques vues nouvelles sur la géologie cubaine. *Extrait de la Revue Chronique des Mines et de la Recherche Minière*. No.302, page 3-7.

Reynard, B., Ballevre, M., 1988, Coexting amphiboles in an eclogites from the Western Alps: new constraints on the miscibility gap between sodic and calcic amphiboles. *Journal Met. Geol.*, 6, 333-50.

Rojas-Agramonte, Y; García-Casco, A.; Kröner, A.; Herwartz, D.; Despaigne, A. I.; Wilde, S.; 2012, New geochronological ages (U-Pb/Lu-Hf) from high-pressure rocks of the Escambray terrane and Santa Clara serpentinite mélange, central Cuba. Regional correlations and geodynamic implications. *Geophysical Research Abstracts*. Vol. 14, EGU2012-14375-1, 2012. *EGU General Assembly 2012*.

Somin, M. L., Arakelians, M. M., Kolesnikov, E. M., 1992, Age and tectonic significance of high-pressure metamorphic rocks of Cuba. *International Geology Review*, 34, No. 2, pp. 105-118.

Stanik, E., Ching, R., Chaloupsky, J., Suchanek, J., Sehovanik, P., Valecka, J., Koverdysnsky, B., Mlcoch, B., Zoubek, J., Vazquez, C., Mañour, J., Vyjidak, B., Holak, J., Prochazka, J., Eisenreich, M., 1981, Informe del levantamiento geológico, geoquímico y trabajos geofísicos, realizados en la parte Sur de Cuba Central, en las Provincias Cienfuegos, Sancti Spiritus y Villa Clara. *Centro Nacional del Fondo Geológico. La Habana. Cuba*. 555 pags. (Inédito).

Tikhomirov I. N., de Los Santos E., Vtulochkin A. L., Brito A., Dovbnya A. V., Linares E., Markovskiy B. A., Trofimov V. A., & Furrzola G., 1988, Recent finding on the geology of Cuba. *Sovetskaya geologiya*, No. 1, pp. 58-66 (en ruso).

Thiadens, A. A., 1937, Geology of the southern part of the province Santa Clara (Las Villas) Cuba. *Geog. Geol. Mededeelingen, Phys. Geol. Reeks*, Nº 12, Min. geol. Inst. Rijksuniv; pp.1-69. Utrecht.

Weyl, R., 1950, Die geologische Geschichte des Antillen-Bogens unter besonderer Berücksichtigung der Cordillera Central von Santo Domingo, *N. Jahrb. Geol. Pal. Abh.* pp. 137-242. 13 figs. 7 tpls.

Granitos subyacentes en el macizo metamórfico Escambray. ¿Posible metalogénia oculta?

Por Humberto Álvarez-Sánchez

Colaborador de la Revista; geodoxo@gmail.com

Introducción

En 1975, la expedición Cuba-Checoslovaquia Escambray I inició el levantamiento geológico 1:100,000 del Macizo Metamórfico Escambray, de Cuba central, extendido hacia el norte para abarcar las principales estructuras en su contacto o proximidad, entre ellas, el cinturón de Anfibolitas Mabujina y el Arco Volcánico Zaza (Figura 1). El levantamiento concluye en 1981 con Evsen Stanik como su geólogo principal (Stanik et al., 1981).

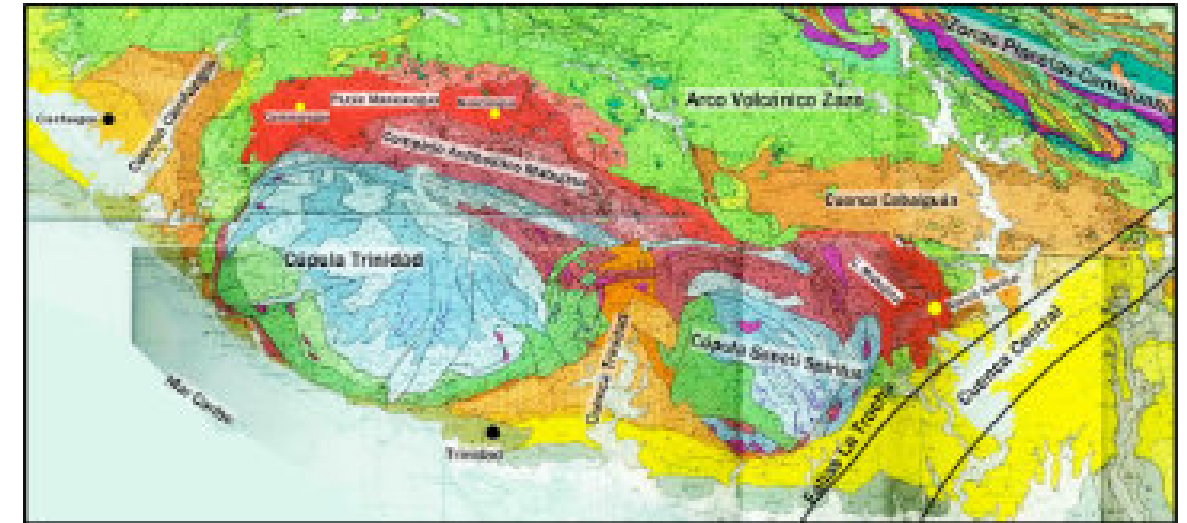


Figura.1. Estructuras del marco geológico del Escambray en el Mapa Geológico de Cuba a escala 1:250,000 (Puchsharovski et al., 1988).

En el informe final, la Expedición Escambray I presentó en sus conclusiones el primer modelo general de evolución del Escambray; nunca publicado e injustificadamente ignorado; basado en la subducción del precursor Escambray a las condiciones de la facies eclogítica hasta que, crecientes esfuerzos de cizalla obstaculizaron la inserción y separaron láminas de contraste de propiedades mecánicas y metamórficas, remontadas en posición inversa, a partir de la más profunda hasta la superficial, para formar una columna de retro-cabalgamientos. Cada uno con el grado metamórfico y deformaciones adquiridas. Stanik y coautores explicaron así la superposición de nappes, proceso llamado “la causa del metamorfismo invertido”. La fase final culminó en la emersión provocada por disequilibrios gravitacionales de la inversión de densidades en la sección vertical del Escambray, cabalgado por los complejos de anfibolitas de Mabujina y el arco volcánico de Zaza, de mayor densidad.

Otro importante resultado de la Expedición, resultó el descubrimiento de anomalías geoquímicas imprevistas, encontradas en los sedimentos fluviales activos, cortezas y terrazas; por vía del levantamiento de *stean sediments* (Sts₁) y el lavado de *pannings* (Pns₂), que abarcó la totalidad del Escambray.

Dentro de los minerales y elementos descubiertos se encontraban monacita, cinabrio, scheelita-wolframita, casiterita, molibdenita, plomo nativo, con oro y plata asociados; coincidentes con anomalías espectrales de estroncio, molibdeno y antimonio. La mayoría se consideraron incoherentes con las bajas temperaturas de formación de los yacimientos estratiformes del macizo metamórfico (Bolotin et al., 1970; Tolkunov et al., 1974) y la baja temperatura metamórfica de las unidades de superficie (Stanik et al., 1981; Millán y Somin, 1981). Los geólogos de Escambray I, correlacionaron las anomalías con las correspondientes de los campos gravimétrico, magnetico y radiactivo, estructuras tectónicas y ambiente rocoso, observándose significativas relaciones, suficientes para enunciar la hipótesis de una metalogénia de

¹ Sts: Sedimentos finos de corriente procesados por análisis espectral cuantitativo.

² Pns: Panning (lavado de batea de aluvión procesados por mineralogía, microscopía elect., etc.).

mayor temperatura, causada por magmatismo granítico, emplazado en el substrato del Escambray. No se les escapó la analogía con el Macizo Metamórfico Pinos de Cuba occidental, de espectro coincidente de metales, en gran parte relacionado con granitoides (Page y McAllister, 1944; Kuman y Gavilán, 1965; Garapko et al., 1974; Eguipko, et al., 1975) y la posición regional común de ambos complejos metamórficos.

Finalmente, Stanik y Mañour (en Stanik, op cit.) presentaron la síntesis de sus ideas en relación con la posible existencia de los granitos del Escambray:

- La red de observación de Sts, superpuesta sobre los mapas geológicos y tectónicos, reveló coincidencias de las anomalías de molibdeno, antimonio y estroncio, con zonas diagonales y elementos estructurales, tales como foliación, límites estratigráficos y cierta correlación con los sistemas de fallas. La asociación de esos elementos es frecuente en la paragenesis de rocas graníticas; no conocidas y sin indicios precedentes en el Escambray.
- Scheelita-wolframita, casiterita, plomo y cinabrio, minerales encontrados en dispersión fluvial, en ocasiones con señales de oro y plata; en suma con anomalías de turmalina, son una fuerte sugerencia de un evento teletermal, fuera de los fenómenos hasta ahora conocidos en el macizo.
- Un ejemplo de las perturbaciones evidenciadas por la geoquímica, es el saliente SW de la Cúpula de Trinidad. En esta región, continuaciones analíticas de la gravedad, mostraron anomalías subyacentes; campo regional radiactivo elevado intenso, controlado, tanto por roca como por tectónica de naturaleza uranífera; anomalías espectrales de estroncio y molibdeno y anomalías aeromagnéticas de alta intensidad; todos coincidentes entre sí. Condiciones que apuntan a la posibilidad de granitoides en la profundidad.

Si en la profundidad existen granitos; es geológicamente concebible que deben distinguirse señales diferenciadas de las emitidas por los yacimientos piríticos-sulfurosos, sin excluir superposiciones. En términos especulativos, varias causas serían capaces de provocar intrusiones graníticas en una corteza potente de 25-30 km. Por ejemplo; la delaminación de parte del perfil y su fusión en el manto subyacente. Inclusive, si se tratara de un evento fósil "intracontinental" de margen pasivo; desempeñaría un papel significativo en la estructura y en el mecanismo de ascensión del Escambray, al constituir un factor importante en la formación de su campo gravitatorio.

La cuestión de los granitos, no tuvo posteriores discusiones. El interés surge más tarde; en interpretaciones de los macizos Pinos y Escambray como "Complejos de Núcleo Metamórfico" (Draper, 2001; García-Casco et al., 2001; García-Casco et al., 2008; en consonancia con doctrinas entre ellos compartidas y bajo ciertos argumentos dados por ciertos. La tesis de los núcleos metamórficos, unida con un rechazo de la hipótesis de los granitos del Escambray, finalmente formó un libreto unificado en Despaigne-Díaz et al., 2017.

Refutar la existencia de granitos en el Escambray es posible, solo sobre la base de los datos. Rechazar su existencia *ad libitum*, es algo bastante imprudente. Por consiguiente, no puedo evitar una pregunta:

¿Como Despaigne-Díaz et al., 2017, descartan a los granitos del Escambray y, al mismo, tiempo enlazan la cuestión con una clasificación del macizo, nada menos como un tipo específico de núcleo metamórfico? Sin argumentos de la voluminosa base existente y disponible de datos geofísicos, capaz de informar sobre densidades comparativas de las capas, profundidad de fronteras corticales, geometría fiable de las fallas del perfil regional. Por añadidura con la completa ausencia de discusión de los datos geoquímicos; básicos en la discusión sobre los granitos. ¿Como llegaron a tales conclusiones?

Discutiré en esta primera parte del trabajo, la cuestión de los granitos del Escambray por vía del examen de la geoquímica, con el fin de evaluar hasta donde conducen los datos llevados por su propio peso.

Monacita y REE en el Escambray

El descubrimiento de monacita en el Escambray, se debe a Maximov et al., 1968, en Pns adentrados en la porción septentrional de la Cúpula de Trinidad. En 1969, también Pavlov (1970) encontró monacita junto a espinela, prehnita y ortita al SSE del Complejo Anfibolítico Mabujina, en Pns sin tamizar y en volumen libre. El límite Maximov-Pavlov era el

borde norte de la Cúpula de Trinidad, demarcación atravesada por la mayor parte de las corrientes nacidas en el interior del Escambray. La detección repetida de monacita en ambos dominios y por el mismo método, sugerían que parte de los minerales en los Pns de Pavlov, provenían de cuencas tributarias internas del Escambray; sin negar la existencia de monacita en las anfibolitas por Sukar (1964) quien la encontró en pegmatitas del cinturón de Mabujina.

La comparación de la analítica de Pns de la Expedición Escambray I con Pavlov y Maximov, reveló discrepancias con la monacita, no detectada o confundida en los laboratorios cubanos. No obstante, en un grupo de duplicados de control, procesados en laboratorios de Geoindustrias de Praha se descubrió una mayoría estadística de muestras de Escambray I con monacita. Las muestras controladas provenían de 4 hojas del Escambray: Cumanayagua, Topes de Collantes, Río Cabagán y La Sierra; región esta última al SW de la Cúpula de Trinidad; alejada del cinturón septentrional de los yacimientos sulfurosos de la Cúpula de Trinidad. Ninguna perteneciente a la Cúpula de Sancti Spiritus; quizá sin muestras de control o sin resultados equivalentes. Estas diferencias; salvadas gracias al control, terminaron por acreditar los resultados de Pavlov y Maximov.

Las circunstancias de cristalización de la monacita son variables y a menudo es accesoria bajo diferentes condiciones. Así es necesario examinar la coherencia entre su dispersión y las características geológicas determinantes de su control en el norte de la Cúpula de Trinidad; localidad de los hallazgos de Maximov.

La monacita; es un fosfato de REE, y fuente principal de este grupo. Radioactiva por U-Th entre 6% al 12%; en ocasiones llega al 25% (Barthel & Tulsidas, 2014). Rocas monacíticas, abundan en granitos peralcalinos; pegmatitas, venas de greisen y nódulos de manganeso. Minerales indicadores son anfíboles y clinopiroxenos sódicos, allanita/ortita, thorita y zircón. Indicadores comunes son oro y cobre nativos; sulfuros de Ni-Cu-PGE; scheelite, wolframita, casiterita y cinabrio (McClenaghan, et al., 2017). Rocas en el norte de la Cúpula de Trinidad, donde la monacita se encuentra en el ambiente, contienen REE, en capas métricas-decamétricas de metasilicatas de las Fms. Loma La Gloria; Cobrito y La Sabina. El protolito es chert estratificado (cuarzo 55-75%), moscovita, granate, magnetita y bandas de hasta 60% de óxidos negros de Mn. Según espectral cuantitativo, contienen Ti, Cu, Ni, Co, Zn, Mo, V, Cr, Sr, Pb, Ag, Cd, Ga, Zr, Ge y Ba. En tierras raras se encontraron en mayoría Lantano, Iterbio y Escandio, suficientes para su detección (Souček, en Dublan y Álvarez-Sánchez et al., 1986). Un fundamento adicional para rechazar el carácter accesorio de la monacita se basa en la convivencia de las capas con REE en el campo de anomalías aerogamma-espectrométricas de la región norte de la cúpula de Trinidad (Figura 2).



Figura.2. Fragmento del mapa aeroradiométrico (Liubil y Martinova, 1981), U(Ra)-Th-K, del NW de la Cúpula de Trinidad Expedición Escambray II (según Lledías, 1986). Obsérvese la orientación de los ejes de anomalías, paralelos a los rumbos NW-NE (fallas) y EW, correspondientes a contactos entre nappes y cuerpos litológicos.

En los Pns realizados durante el levantamiento de Maximov se encontró magnetita con monacita y ortita en los ríos del norte de la Cúpula de Trinidad. La magnetita es accesoria en los sulfuros del grupo del platino (PGE) magmático Ni-Cu (Boutroy et al., 2013). Asociaciones de minerales de REE con magnetita-monacita se conocen, por ejemplo, en la superunidad de Veporic en Eslovaquia central (Pršek et al., 2010). Durante el levantamiento 1:100,000; como

“magnetita” se incluyó toda la fracción magnética sin distinción (Mañour, en Stanik et al., 1981). Igual para la magnetita en el levantamiento 1:50,000 Escambray II (Dublan y Álvarez-Sánchez et al., 1986). Por tanto, la significación de la asociación de magnetita-monacita no se investigó. Respecto a contenidos de REE la monacita en el ambiente y los factores de control; cabe decir que de realizarse un muestreo especial de las rocas manganesíferas-magnetíticas; sospecho se encontrarán resultados inesperados. Anomalías con más de 50% de magnetita existen sobre extensiones de las manifestaciones radiactivas en la región de La Sierrita (Zona R-1), W de la Cúpula de Trinidad; estableciéndose coincidencias suficientemente significativas entre ambos casos, porque en esta región de la anomalía R-1 se encontraron contenidos de uranio en roca (Olivera et al., 1995).

Tungsteno. Estaño

La metalometría de Maximov tuvo otros resultados notables, aun con la escasa sensibilidad de detención de la época. En la región de La Batea, N de la Cúpula de Trinidad, lejos del contacto con las anfibolitas Mabujina; se encontró wolframio en cantidad de 0.001 hasta 0.01% y Ni, Ag, Co, Mo y Pb, aunque no estaño. Sin embargo, en la localidad de San Narciso, al W de la cúpula, se encontró estaño en 0.001% y molibdeno en 0.001%. En ambas localidades con un control de fallas NW. Ninguno de ellos se reportó en los depósitos piríticos (v. Tolkunov et al.,1974). En la localidad Loma de Los Picos, 44% de Pns contenían casiterita en un ambiente de las Fms. Loma La Gloria-Cobrito. La red de arroyos se encuentra en parte dentro del campo aero-radiométrico U(Ra) (Figura 2). En la región de Crucecitas, situada mucho más al sur, en área de las Fms. La Sabina (metaflysch cretácico) y Collantes (mármoles jurasicos) en un área de 4 km², 50% de Pns contenían epidota, casiterita y scheelita y señales de oro. También en la localidad de Crucecitas, dos muestras (1206131 y 1207132) contenían oro nativo y un 1% de casiterita en control de Geoindustrias de Jiblava. Finalmente la casiterita, testada en rocas estructurales se encontró por Svoboda (1988), en la fracción no magnética del molido de roca madre, en el borde norte de la Cúpula de Trinidad (Zona 3 del Metamorfismo; Millán y Somin, 1981) en los sectores de La Belleza-Pico Blanco; ambiente de las Fms. Loma La Gloria y Cobrito.

Tabla.1.Contenidos de Estaño en roca (Escambray II).

Estaño	Localidad
0.1	1213102
0.1	1212104
0.1	12111058

Molibdeno

Molibdeno en trazas (0.001%) se detectó primero en la metalometría de Maximov (1968) en el sector de La Batea, norte de la Cúpula de Trinidad. En esa región el molibdeno en litogeoquímica de la Expedición Escambray II alcanzó entre 0.1 a 0.4% (Tabla 2). Durante la Expedición Escambray II la molibdenita se esperaba abundante en los prospectos Cu-pórfido de los complejos graníticos de Manicaragua (Figura 1). En contra de las expectativas no ocurrió así. Sorpresivamente, a pesar de su baja dureza y tendencia a flotar, molibdenita se encontró en Pns en el Escambray, aunque raramente (Mañour, en Stanik op cit.), por lo visto a causa de ser tan inesperada.

Tabla.2.Contenidos de Molibdeno en roca en la parte norte de la Cúpula Trinidad (Escambray II).

Molibdeno %	Localidad
0.4	1213102
0.1	1212104
0.4	12111058
0.1	1211096

También en los campos anómalos Cu-Zn, con oro y plomo nativo; sobre gran parte de los mármoles del Grupo San Juan, se encontró molibdeno y estroncio por análisis espectral. En el extremo SW de la Cúpula de Trinidad la Expedición Escambray I determinó un sector de perspectivas metalogénicas (Sector Metalogénico 7, de Stanik et al., 1981);

caracterizado por abundantes anomalías de molibdeno en los Stn; según los resultados del análisis espectral de emisión. Hacia el W del sector se encontraron anomalías de antimonio caracterizando el contacto externo como elemento típico localizado.

Cinabrio

Las anomalías de cinabrio en el Escambray fueron bastante sorprendidas para la Expedición Escambray I. Cinabrio no se registró en la primera geoquímica de los yacimientos sulfurados de la región norte de la Cúpula de Trinidad. En el levantamiento Escambray I se encontraron anomalías de cinabrio en los flancos de los yacimientos. Pero otras anomalías de cinabrio en la cúpula occidental, al parecer eran independientes de los cuerpos de sulfuros masivos según Mañour (en Stanik et al., 1981); sin una clara explicación. En contraste con la Cúpula de Trinidad, en la de Sancti Spiritus se destacaron extensas anomalías de cinabrio junto a elevados contenidos de zircón, con plomo anómalo solo en Sts y con ausencia casi absoluta de plomo y cobre nativos, esfalerita y malaquita en Pns. Algunas anomalías de cinabrio se vincularon con enjambres de venas pegmatíticas de las Anfibolitas Yayabo, con mucho zircón. Pero la restante mayoría no mostró relación alguna con formación específica o cuerpos minerales sulfurados. Según Mañour (*op cit.*) un posible indicio de actividad magmática, posiblemente cercana a la actual superficie. El cinabrio es uno de los problemas de la geoquímica del Escambray. Mineral común en la parte superior de las columnas minerales hidrotermales de baja temperatura (<de 250 C°), la asociación Cu-Pb-Zn ocupa una posición inferior y de más alta temperatura. El cinabrio a menudo es acompañado por oro nativo, piritita, marcasita y antimonita. Los depósitos con las concentraciones mayores de mercurio incluyen SEDEX, VMS, depósitos de aguas termales y de oro-plata de alta sulfuración.

Plomo

El plomo nativo en Pns, o espectral en Sts, es otro problema de la geoquímica del Escambray. Sn, Sn y algo de Sb en plomo controlado en Checoslovaquia, llevó al concepto de plomo artificial. Pero en contra de la contaminación, se encuentra el gran número de muestras de la zona cárstica central de la Cúpula de Trinidad sin huellas de asentamientos humanos y la convivencia del plomo con otras anomalías de metálicos en el mismo espacio. Mañour, (en Stanik el al., 1981), reportó una transición entre el plomo en los Sts de aguas arriba, hacia el plomo nativo en Pns aguas abajo, es decir, la posible sustitución de una forma de plomo por otra según condiciones del ambiente (pH, eH; etc.). En general, la geoquímica demuestra a la Cúpula de Trinidad con el nivel más alto en plomo nativo. De acuerdo a la Expedición Escambray II el plomo nativo es frecuente en los Pns del norte de la Cúpula de Trinidad y las concentraciones mayores se conocen en áreas de las Fms. Loma La Gloria-La Chispa y Cobrito y la Fm. La Sabina, junto con anomalías de esfalerita, oro y cobre nativos; en zonas de anomalías aeroradiométricas de U (Ra). En La Batea, W de la presa Hanabanilla, metasilicatas de la Fm. La Sabina; 50% de Pns contenían plomo nativo en un ambiente de la anomalía aeroradiométrica de U(Ra). En el área de Sigüanea, cercana a la presa Hanabanilla, se encontró plomo nativo coincidente con una anomalía de oro y esfalerita en un área de 2.2 Km². En la parte SW de la cúpula, en las regiones de La Sierrita-Gaviña-San Blas, se encuentra plomo nativo con cierta regularidad excepto la región al sur, de metavulcanitas de la Fm. Yaguanabo.

Zircón. Turmalina

La dispersión de zircón cubre casi por completo el Escambray, sin determinación clara de la fuente. Las eclogitas sobresalen por el zircón, de fuente magmática según Somin et al., 2009. Sin embargo, la pequeñez de los cuerpos las descarta como fuente. Igual ocurre con los Esquistos Algarrobo, con zircón solo como accesorio. Una fuente posible son los esquistos metaterrígenos con zircón elevado pero variable y sin comprobaciones acreditables. En la Cuenca de Cabaiguán, muy cerca del norte de la Cúpula de Sancti Spiritus, existen anomalías de zircón junto a voluminosos derrubios de la coraza metamórfica superior de la cúpula. La anomalía de zircón, hasta 8%, se proyecta hacia el sur, adentrándose en la cúpula oriental hasta coincidir con el campo de anomalías de cinabrio. De forma similar, la turmalina aparece en varios %tos en la Formación Bijabo de la Cuenca de Cabaiguán. En los sedimentos Ni-Q, al S de las cúpulas, la turmalina alcanza elevados %tos. Al SW de la Cúpula de Trinidad un sedimento de 0.5 g contenía una asociación llamativa de turmalina, barita, rutilo y zircón. Turmalina con barita en elevados %tos

con calcopirita y esfalerita aparece en pannings en la cúpula occidental, al sur de Manicaragua. En el extremo SE de la cúpula occidental ocurren anomalías con turmalina, oro nativo y cinabrio, asociadas con apatito y cianita en cantidades considerables. La asociación de turmalina con cianita, alrededor del Escambray, refuerza el concepto de la erosión de la coraza metamórfica en el corte superior de los nappes con cianita y turmalina (Álvarez-Sánchez y Bernal, 2014a,b). Las unidades provenientes de la mayor presión y profundidad, con cianita propia de ese ambiente probablemente contenían mucha turmalina, por causas no aclaradas pero sugerentes.

Según Mañour (en Stanik et al., 1981) la abundancia de turmalina podría resultar de la introducción de boro, relacionada con el metamorfismo o con las intrusiones ácidas bajo el Escambray. La falta de cristalografía de las turmalinas, impide saber si se trata de cristales crecidos en metamorfismo o de origen ígneo.

Diferencias geoquímicas entre las cúpulas Trinidad y Sancti Spiritus

Las diferencias fueron suficientes para llamar la atención, tanto más al tener en cuenta la equivalencia de la estratigrafía, estructura y el metamorfismo en ambas cúpulas.

En la Cúpula de Trinidad los campos Sts de Cu-Zn-Ni son de valor mayor. En la Cúpula de Sancti Spiritus fueron menores en todos los casos. En correspondencia faltan minerales de Cu y Zn. Sin embargo el Cu en Sts aumenta en rocas mas jóvenes (Cretácico Inferior), afloradas en ventanas tectónicas en el centro de la cúpula. Aunque el Ni parece controlado por roca en ambas cúpulas; en la de Trinidad hay anomalías sin serpentinitas y serpentinitas sin aureolas de Ni y en la de Sancti Spiritus, al contrario, serpentinitas y Ni mantienen una clara correlación.

Mientras el plomo nativo se encuentra con regularidad en la de Trinidad (y cobre nativo en ocasiones) en Sancti Spiritus Mañour (op cit.) señala una ausencia casi absoluta de plomo y cobre nativo y casi total de esfalerita y malaquita. En cambio, las anomalías de cinabrio son relativamente abundantes y más extendidas que en la de Trinidad.

Los hallazgos de monacita, scheelita y casiterita parecen exclusivos de la Cúpula de Trinidad. Sin reportes en la de Sancti Spiritus, la ausencia de datos determina su inutilidad comparativa. O no se encontraron o no existen; ambos casos muy dudosos. Si la ausencia de plomo nativo en la Cúpula de Sancti Spiritus es real; de acuerdo a la composición del corte estratigráfico, equivalente en ambas cúpulas, esto no tiene una buena explicación sino a partir de procesos de metalogenia desconocidos y determinantes de las diferencias; quizá en su intensidad o en el nivel menos descubierto de las aureolas o, como fácilmente se puede pensar, en defectos de calidad del muestreo.

Las grandes anomalías de cinabrio acompañadas de elevados contenidos de pirita y epidota requieren una explicación. Aunque el modelo vertical (cinabrio- Cu-Pb-Zn) quizá no sea aplicable al caso ni probado en el territorio; las extensas anomalías de cinabrio podrían relacionarse con una actividad metalogénica de fuente probable cerca de la superficie actual. La mayor cantidad, extensión e intensidad de las anomalías de cinabrio en la cúpula oriental queda como una característica diferencial principalmente a causa de su, hasta ahora, aparente posición en los niveles más elevados de la cúpula.

Tabla.3. Resumen comparativo.

Cúpula de Trinidad.	Cúpula de Sancti Spiritus,
Pb nativo frecuente y en ocasiones Cu nativo (Pns).	Ausencia absoluta de Pb y Cu nativos (Pns)
Pb espectral (Sts).	Pb espectral (Sts). > elevado que la cúpula occidental.
Monacita, scheelita y casiterita (Pns).	No hay reportes (Pns).
Anomalías de Cu-Zn-Ni (Sts). Valores superiores.	Anomalías de Cu-Zn-Ni (Sts). Valores menores.
Minerales de Cu y Zn (Pns)	Falta casi total de minerales de Cu y Zn (Pns).
Oro nativo (Pns).	No hay reportes (Pns).
Estroncio y el antimonio (Sts).	No hay reportes (Sts).
Anomalías localizadas de cinabrio (Pns).	Anomalías de cinabrio en mayor número (Pns).
Anomalías de Ni sin serpentinitas y serpentinitas sin aureolas de Ni.	Buena correlación entre el Ni y las serpentinitas.
Mo (Pns o Sts).	No hay reportes.

El hecho de que las cúpulas presenten diferencias tan importantes en el espectro mineralógico geoquímico, sin que existan contrastes significativos entre sus columnas estratigráficas ni tampoco en las regularidades propias de sus

campos físicos; puede significar que las anomalías de ciertos metales y elementos podrían relacionarse con un evento magmático de foco activo en el substrato del Escambray, pero actuando a mucha mayor profundidad y en etapa anterior a su emersión, tal como piensan Stanik y Mañour (1981). Si existen columnas minerales relacionadas con un cuerpo en mayor profundidad, ello constituye una buena explicación de las diferencias geoquímicas y estas una prueba geológica para sospechar la existencia de tal fuente magmática no aflorada; mucho más cercana a la superficie en la Cúpula de Trinidad.

Como otra posible causa de tales diferencias es necesario considerar la profundidad del corte de erosión. En efecto: Si existe una causa profunda que provoca anomalías de metales exóticos en la Cúpula de Trinidad, con más del doble de extensión aflorada; la mayor profundidad del corte de erosión puede contribuir a explicar estas diferencias.

Las unidades de mayor grado metamórfico en Cúpula de Trinidad fueron desmanteladas hasta el punto de encontrarse las unidades de alta presión solo en los bordes, nunca en su centro; situación por completo contraria a la Cúpula de Sancti Spiritus. No obstante, conocida la superposición tectónica de unidades de mayor grado metamórfico, sobre otras de menor grado metamórfico; no se conoce la extensión o el corte vertical de las unidades ni su número en la profundidad. La potencia de las cúpulas no es equivalente, ni lo son su elevación ni la geometría de los contactos de sus perímetros; circunstancias que oscurecen la interpretación.

No obstante, un buen ejemplo favorable al papel desempeñado por la profundidad del corte de erosión se encuentra en las regiones del SW de la Cúpula de Trinidad. En este sector, numerosas anomalías complejas elementales, minerales, gravitacionales, magnetométricas y radioactivas; coinciden sobre un territorio donde el corte de erosión presentan las características de una profunda ventana erosiva en la región de La Sierrita.

Radioactividad y anomalías geoquímicas de la región SW de la Cúpula de Trinidad. Conclusiones

De 116 anomalías radiométricas investigadas en las provincias de Cienfuegos y Sancti Spiritus, al sur de Cuba central, el Escambray contiene el 63% del total (Olivera et al., 1995). Entre las más notables se encuentra la región del extremo SW de la cúpula (Figura 3), con decenas de km² de anomalías. El campo anómalo se extiende sobre un relieve de ventanas tectónicas, labradas por un profundo corte de erosión sobre unidades de nappe integradas por metaterrígenos y mármoles jurásicos (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, ined.).

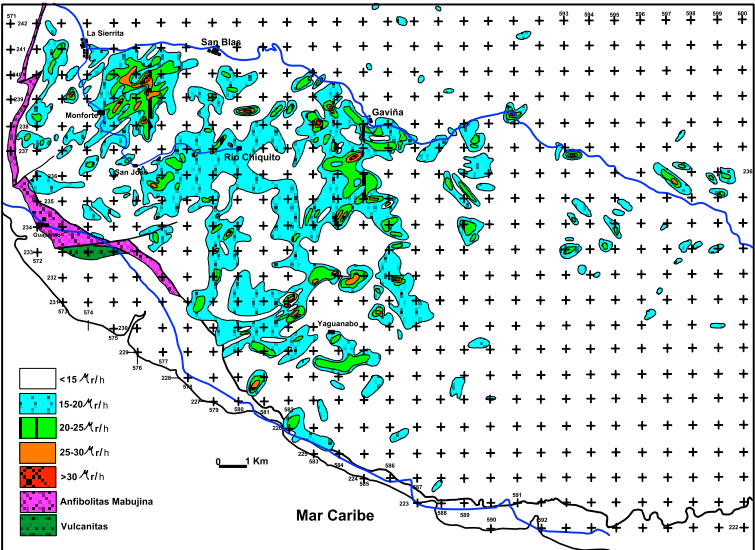


Figura.3. Mapa de las anomalías radiométricas en la región de La Sierrita; SW de la Cúpula de Trinidad. Radiometría pedestre de detalle (Según Stanik et al., 1981).

El campo más intenso es la Zona R-1, con 10 anomalías, rodeadas por un perímetro de 15-25 µR /h. En su interior la Anomalía 3, de 440 µR /h, se comprobó por una red pedestre de 125x20 m con gamma profundo y magnetometría; esta última con fluctuaciones positivas a negativas hasta de 100 gammas. En ese lugar existe un manantial con valores anómalos de radioactividad, surgente en un entorno de fallas de rumbo NE, en la zona de máxima intensidad radiométrica registrada. Muestras de comprobación demostraron uranio con cierto desequilibrio hacia radio (Stanik; op cit.). La anomalía No. 1; dos km al SW del poblado La Sierra presenta valores de 42 µR /h; en apariencia relacionados con

nódulos negros de composición no establecida y esquistos hematizados bajo travertinos. En un sitio con mayor concentración de nódulos se registró hasta 80 μ R/h.

En la localidad de la Anomalía 3, Olivera et al., 1995, determinaron el origen uranífero de la anomalía, con valores del canal U(Ra) de 11 ppm sobre un fondo de 2.3 ppm. Los valores de radiactividad gamma alcanzaron 500 mcr/h sobre un fondo normal de 9 mcr/h. Se detectaron valores superiores a los 300 mcr/h en pozos con mineralización sulfurosa diseminada y contenidos anómalos de la concentración de uranio en agua, superiores a los 4 ppb y anomalías de radón del orden de 128 Bq/m³ tomadas de aguas de manantiales (Olivera, op cit.). En la localidad El Naranjal, en la misma región del campo anómalo de la Zona R-1, se encuentran anomalías uraníferas A.G.E., con valores en el canal del U(Ra) igual a 12 ppm sobre un fondo normal de 2.3 ppm. Valores anómalos de la intensidad de radiación gamma superiores a los 150 mcr/h sobre un fondo normal de 9 mcr/h y contenidos anómalos de la concentración de uranio en muestras sólidas desde los 90 a 200 ppm (Olivera et al., 1995).

El examen de las anomalías de la Zona R-1 demuestra una gran incoherencia para los ambientes de roca sobre los cuales ellas se destacan, sin excluir las alteraciones reales en las rocas afloradas (seritización, hematización, silicificación), por otra parte típicas de hidrotermalismo. Por consiguiente, el incremento de los valores de radiactividad en el escenario de rocas diferentes y heterogéneas, puede explicarse mejor por la acción de fluidos secundarios infiltrados a través de los sistemas de agrietamiento, fallas y contactos entre litologías diferentes, capaces de impregnar las rocas por percolación. Es un hecho. La totalidad de los ejes de anomalías en estrecha coincidencia con las directrices NW y NE, típicas del patrón de fractura de la Cúpula de Trinidad y las anomalías más extensas, repiten la dirección de la gran Falla San Juan, con fuentes termales en su trazo; con la fuerte sugerencia de que la fuente primaria más probable se encuentra en la profundidad. Otro buen ejemplo de correspondencia con accidentes lineales es la Anomalía 12 de la Zona R-II; a 6 km al sur de Topes de Collantes, al W de la carretera Topes-Trinidad, en un contacto tectónico entre la Fm. Cobrito y mármoles San Juan, cortado en el contacto. Los valores alcanzan hasta 10 veces el fondo entre 17 hasta 60 μ R/hora, extendidos con claridad a todo lo largo del contacto (Ching, en Stanik et al., 1981).

Una situación similar respecto a la fuente de radiactividad, ocurre en el campo de uranio-thorio-potasio del extremo NW de la Cúpula de Trinidad (Figura 2). Este campo junto al R1; únicos en el Escambray, tampoco ofrece buenas explicaciones en su posible origen a partir de rocas determinadas. Las orientaciones bastante regulares entre los ejes de anomalías de U-Th, con fallas bien conocidas y cartografiadas, es altamente sospechosa. Las anomalías radiactivas, al menos en la Cúpula de Trinidad, aparecen relacionadas más bien a localidades, rasgos tectónicos y estructuras, que a rocas específicas. La relación supuesta por Lledíaz (en Dublan y Álvarez-Sánchez et al., 1981) y Olivera (op cit.) con rocas específicas, incluso con zonas metamórficas, es una coincidencia espacial. Las Fms. Loma La Gloria, Cobrito, La Chispa, Yaguanabo, La Sabina, Loma Quivacán y los mármoles San Juan, forman el 85% de afloramientos en el Escambray y es el ambiente de roca casi en todas partes. Es obvio que la aparente relación es inevitable.

Zonas muy extensas de las formaciones mencionadas en otros sectores carecen de anomalías y pasan a ser el fondo radiactivo regional, base comparativa de las mediciones. Del mismo modo, cualquier medición dentro del Escambray puede registrar valores mayores o menores dentro de una unidad metamórfica u otra. La complejidad litológica extraordinaria del Escambray y la gran cantidad de pequeños cuerpos; gran parte de ellos con identidades confusas de difícil asociación a una cierta formación o litodema, hacen estadísticamente discutibles las regularidades señaladas por Olivera et al. 1995.

La región en el borde SW de la Cúpula de Trinidad es, definitivamente, un área con un grado muy alto de perturbación metalogénica. Según Mañour (en Stanik et al., 1981), pertenece al Sector Metalogénico 7, caracterizado por numerosas evidencias de actividad metalogénica, expresada en áreas extensas con numerosas anomalías en los lavados de sedimentos y flujos de dispersión. Las anomalías de molibdeno en los Stn, son numerosas según los resultados del análisis espectral de emisión. Las anomalías contienen niveles altos de plomo, cobre y zinc y antimonio (análisis espectral de emisión). En los lavados se revelan numerosas anomalías de cinabrio, acompañado por cobre nativo, oro nativo y scheelita (este último en pruebas de control de la Expedición Escambray I). La región es cortada por la Falla regional Collantes que le sirve de límite norte. La Falla San Juan sesga por su interior y la Falla Yaguanabo, en el límite externo, se integra a la Falla de Perímetro del Escambray. Por tanto, una región con rasgos tectónicos particulares.

Las anomalías minerales y elementales, incrementadas en esta región, se unen con cierta coherencia a las perturbaciones espacialmente asociadas de los campos gravimétrico y magnético que, por si mismas, representan un fenómeno singular interno en el Escambray.

Este campo anómalo geoquímico y geofísico, único en el Escambray, no tiene explicación en la composición petrológica, la estratigrafía o el metamorfismo de este macizo, según los hechos conocidos. De modo que es necesario buscar una fuente profunda bajo el nivel actual de erosión, para estas complicaciones. Tomadas en conjunto, sugieren una fusión de basamento cortical, probablemente relacionada con la subducción o un poco más tardía, producto de la fusión de las rocas siálicas originales o la intrusión primaria por el ascenso telescópico de fuentes mánticas, con sus análogos o equivalentes en las rocas graníticas del Macizo Metamórfico Pinos.

Las analogías cada vez mayores entre el Macizo Metamórfico Escambray y el Macizo Metamórfico Pinos, convierten al Escambray en un punto focal de las futuras investigaciones.

En una carta de Junio del 2012, mi amigo y colega Guillermo Millán, de quien lamentaré siempre su sentida pérdida, me escribió el siguiente fragmento; causa que resultó en el estímulo suficiente para animarme a escribir el presente artículo:

Retomando la firma geoquímica y la metalogenia, no se puede descartar que haya ocurrido una firma geoquímica impresa posterior al metamorfismo, posiblemente en el Maastrichtiano Superior al Paleoceno Inferior y sobre esto quiero mostrarte el caso de la Isla de la Juventud que se aviene con tu tercera hipótesis. En el macizo Isla de la Juventud está muy bien definida la ocurrencia de un proceso postmetamórfico que dio lugar a la reactivación tectonomagmática del macizo (sensu nuestro amigo Pardo Echarte en sus trabajos publicados a partir de su tesis (1986,1990 y otros). Desde los primeros años del S. XX se conoce la existencia de una mineralogía de oro, wolframio y otros metales afines en diversos sectores del macizo (véase Delita (oro) y Lela (wolframio). Esta mineralización responde a una metalogenia impresa en el macizo que se relaciona con un magmatismo ácido manifiesto en diques de dacitas y riodacitas, abundantes en Lela, Delita y en otras localidades. Por los estudios geológicos y geofísicos se infiere la existencia de cuerpos mayores de granitoides en las profundidades (postmetamórficos). Existe una edad absoluta K-Ar de un dique de riodacitas que arroja 60-68 Ma. (Buguelski, 1985). Esta firma geoquímica de esta metalogenia postmetamórfica, es similar a la edad de los esquistos verdes del Escambray. Siguiendo con este tópico te diré que hay documentación de granitoides en el entorno caribeño, dragados del fondo marino cuyas edades absolutas son también del Maastrichtiano Superior-Paleoceno Inferior (véase el trabajo que John Lewis presento en la Convención Geológica del 2009).

Referencias

- Álvarez-Sánchez, H y Bernal Rodríguez, L., 2014, El problema de la cianita y la emersión del Escambray. Nota breve. (en Academia edu).
- Barthel, F. H. & Tulsidas, H., 2014, Thorium Occurrences, Geological Deposits and Resources. *IAEA International Symposium on Uranium Raw Material for Nuclear Energy (URAM 2014) 23-27 June 2014, Vienna, Austria.*
- Bolotin Y., Yidkov, A. Y., Maximov, A. A., Sosa, R., 1970, Yacimientos de minerales sulfurosos de la serie metamórfica Escambray en la parte noroeste del macizo montañoso del mismo nombre. *Revista Tecnológica. Vol.8 No.2. 35-48 p.*
- Boutroy, E., Sarah A.S. D., Beaudoin, G., Sarah-Jane B., Lightfoot, P. C., 2014, Magnetite composition in Ni-Cu-PGE deposits worldwide: application to mineral exploration. *Journal of Geochemical Exploration 145 (2014) 64–81.*
- Despaigne-Díaz, A. I., García Casco, A., Dámaso Cáceres Govea, D., Wilde, S. A., Guillermo Millán Trujillo, G., 2017, Structure and tectonic evolution of the southwestern Trinidad dome, Escambray complex, Central Cuba: Insights into deformation in an accretionary wedge. *Tectonophysics 717 (2017) 139–161.*
- Draper, G., 2001, The southern metamorphic terranes of Cuba as Metamorphic Core Complexes exhumed by low-angle extensional faulting? *Memorias GEOMIN 2001. La Habana 19-23 de Marzo.* ISBN 959-7117-10-X. (Reunión del Proyecto No. 433 del PIGG/UNESCO “Tectónica de placas en el Caribe).
- Dublan, L., Álvarez-Sánchez, H (editors): Dublan, L., Álvarez-Sánchez, H, Mlcoch, B.; Mañour, Lledíaz, J. P., Molak, B., Vázquez, C.; Snopkova, P.; De los Santos, E., Soucek, J.; Pérez, M.; Mihailova, A.; Bernal, I.; Zoubek, J.; Ordoñez, M.; Soucek, J.; Morousek, J.; Svetska, J.; Marshall, W.; Pérez-Conde, R.; González, E.; Rodríguez, R., 1986, Informe Final del levantamiento geológico y evaluación de los minerales útiles en escala 1:50,000 del Polígono CAME-I, Zona Centro. *Centro Nacional del Fondo Geológico. La Habana. 1,402 Págs. 250 mapas. (Inédito).*
- Eguipko, O., Garapko, I., Sukar, K., Saunders, E., 1975, Zonación metamórfica y otros aspectos geológicos en Isla de Pinos. *La Minería en Cuba. No. 1.*

García Casco, A., Torres Roldán, R. L., Millán Trujillo, G., Monié, P. y F. Haissen, 2001, P-T evolution and hydrous melting of metapelites in the Pinos terrane (Cuba): tectonic implications for the early development of the cuban collisional belt. *IV Congres. Geol. Regional. Memorias GEOMIN 2001. La Habana.*

García-Casco, A., Iturralde-Vinent, M. A., and Pindell, J., 2008, Latest Cretaceous Collision/Accretion between the Caribbean Plate and Caribbeana: Origin of metamorphic terranes in the Greater Antilles. *International Geology Review*, Vol. 50, 2008, p. 781–809. DOI: 10.2747/0020-6814.50.9.781.

Garapko, I., Yurov, L., Chulgá, A., Sorokin, B., y O. Eguipko, 1974, La composición geológica y los minerales útiles de Isla de Pinos. Informe sobre el levantamiento geológico y las búsquedas a escala 1:100,000 realizados en los años 1971-1974. *Oficina Nacional del Fondo Geológico. La Habana (inédito).*

Kuman, V. E.; Gavilán, R. R., 1965, Geología de Isla de Pinos. *Rev. Tecnológica. Vol. 3. Nº 4, P. 20-28, 12 figs., 1 mapa.*

Maximov. A., Grachev, G., Sosa, R., 1968, Geología y minerales útiles de las pendientes nor-occidentales del sistema montañoso Escambray. *Oficina Nacional del Fondo Geológico. La Habana. 188 pags. 16 Anexos.(inédito).*

McClenaghan, B., Paulen, R., Fortin, R. and Ingrid Kjarsgaard, 2017, Rare Earth Element indicator minerals: An example from the Strange Lake deposit, Quebec & Labrador, eastern Canada. <https://www.researchgate.net/publication/321978719>.

Millán, G., y Somin, M. L., 1981, Litología, estratigrafía, tectónica y metamorfismo del macizo de Escambray. *Editorial Academia. La Habana. 104 páginas.*

Millán G. y Álvarez Sánchez, H., 1992, Geología del sector de La Sierrita. Macizo Metamórfico Escambray. *IGP La Habana y Empresa de Geología de Santa Clara. Cuba (Informe inédito).*

Olivera, J., Valdez, M. G., Fernández, P., 1995, Consideraciones radiométricas de la potencialidad uranífera de la región Escambray. *CEADEN. Vol. 27. No. 6. La Habana. Cuba.*

Page, L. R. and McAllister, J. F., 1944, Tungsten Deposits Isla de Pinos, Cuba. *Geological Survey. Bull. 935-D. Pages 177-246.*

Pavlov, I., 1970, Informe sobre los trabajos de búsqueda-levantamiento a escala 1:50,000 realizados en 1969-70 en el área comprendida entre las ciudades de Cumanayagua y Fomento (Provincia de las Villas). *Oficina Nacional del Fondo Geológico. La Habana.(inédito).*

Pršek, J., Ondrejka, M., Bačík, P., Budzyń, B., Uher, P., 2010, Metamorphic-hydrothermal REE minerals in the Bacúch magnetite deposit, Western Carpathians, Slovakia: (SR,S)-rich monazite-(Ce) and Nd-dominant hingganite. *The Canadian Mineralogist. Vol. 48, pp. 81-94 (2010) DOI : 10.3749/canmin.48.1.81.*

Stanik, E., Ching, R., Chaloupsky, J., Suchanek, J., Schovanik, P., Valecka, J., Koverdysnsky, B., Mlcoch, B., Zoubek. J., Vazquez, C., Mañour, J., Vyjidak, B., Holak, J., Prochazka, J., Eisenreich, M., 1981, Informe del levantamiento geológico, geoquímico y trabajos geofísicos, realizados en la parte Sur de Cuba Central, en las Provincias Cienfuegos, Sancti Spiritus y Villa Clara. *Centro Nacional del Fondo Geológico. La Habana. Cuba. 555 pags. (Inédito).*

Somin, M. L., Konilov, A. N., Kröner, A., Mattinson, J., Radionov, N. V., Berezhnaya, N. G., 2009, ZR eclogites of Eskambray complex (Cuba). *Abstracts of IV All-Russian meeting on isotopic geochronology.*

Svoboda, J., 1988, Beneficio de rocas granatíferas de Cuba de las localidades La Belleza y Pico Blanco. *Instituto de Materias Primas Kutná Hora. 12 paginas. (Manuscrito. Expedición Escambray II. Inédito).*

Sukar, K., 1984, Hallazgo de pegmatita monacítica en la región de Manicaragua, Cuba. *Ciencias de la Tierra y el Espacio. Com. Breves. No. 8.*

Tolkunov, A. E., Bolotin, I. A., Cabrera, R., Maximov, A. A., Zarianov, D. P., 1974, Regularidades de la distribución y condiciones de formación de los yacimientos tipo “Lentes piritosas” en el anticlinorio de Trinidad. *En: Geología de los yacimientos minerales útiles de Cuba. Publicación Especial Número 3, Instituto de Geología y Paleontología, Academia de Ciencias de Cuba, La Habana.*

Macizo metamórfico Escambray: El problema de la cianita y la emersión del Escambray

Humberto Álvarez-Sánchez¹ y Luís Bernal Rodríguez².

¹Miramar Mining Corp. República de Panamá. (geodoxo@gmail.com)

²Instituto de Geología y Paleontología. La Habana, Cuba. (bernal560213@gmail.com)

Resumen

El estudio se centra en las propiedades de la cianita, un mineral asociado a rocas metamórficas de alta presión, y su importancia en la discusión sobre la edad de las primeras exposiciones del Macizo Metamórfico Escambray y la erosión de sus unidades. La cianita es común en condiciones de metamorfismo eclogítico, similares a las del Escambray. La presencia de cianita en el Escambray y su asociación con otros minerales de alta presión proporcionan información crucial sobre la historia tectónica y metamórfica de la región. La abundancia de cianita detrítica en sedimentos de diversas edades dentro y fuera del macizo sugiere una historia compleja de erosión y exposición. La cianita se conserva notablemente en la Cuenca de Cienfuegos y en la Cuenca de Trinidad, así como en otros sedimentos más jóvenes en el perímetro sur del Escambray. Esto es notable debido a la escasa resistencia de la cianita en sedimentos blandos durante la diagénesis y su traslado a cuencas sedimentarias poco profundas, además del cambio radical de las condiciones P-T bajo las cuales se formó. La abundancia de cianita detrítica en sedimentos de diversas edades dentro y fuera del macizo sugiere una historia compleja de erosión y exposición. Ni Kantchev et al. (1978) ni Stanik afirmaron que el macizo Escambray afloró solo a partir del Eoceno Medio. Stanik mencionó que la Zona Trinidad continuó su emersión desde el Maastrichtiano. Kantchev, por su parte, nunca describió cubiertas tectónicas sobre el Escambray y opinaba que el Escambray cubrió a la Zona Zaza por sobrecorrimento, sin necesidad de acotar una fecha para una exhumación en la que no creía.

Abstract

The study focuses on the properties of kyanite, a mineral associated with high-pressure metamorphic rocks, and its importance in the discussion on the age of the first exposures of the Escambray Metamorphic Massif and the weathering of its units. Kyanite is common in conditions of eclogitic metamorphism, similar to those of the Escambray. The presence of kyanite in the Escambray and its association with other high-pressure minerals provide crucial information about the tectonic and metamorphic history of the region. The abundance of detrital kyanite in sediments of various ages inside and outside the massif suggests a complex history of erosion and exposure. Kyanite is remarkably preserved in the Cienfuegos Basin and Trinidad Basin, as well as in other younger sediments in the southern perimeter of the Escambray. This is remarkable due to the low strength of kyanite in soft sediments during diagenesis and its transfer to shallow sedimentary basins, in addition to the radical change of the P-T conditions under which it formed. The abundance of detrital kyanite in sediments of various ages within and outside the massif suggests a complex history of erosion and exposure. Neither Kantchev et al. (1978) nor Stanik stated that the Escambray massif outcropped only from the Middle Eocene onwards. Stanik mentioned that the Trinidad Zone continued its emersion since the Maastrichtian. Kantchev, on the other hand, never described tectonic covers over the Escambray and believed that the Escambray covered the Zaza Zone by overthrusting, without the need to give a date for an exhumation in which he did not believe.

Introducción

Las propiedades de la cianita, generalmente asociado a rocas metamórficas de alta presión de protolito arcilloso y más bien su rareza que abundancia, lo sitúan en un punto importante y hasta crítico en la discusión sobre la edad de las primeras exposiciones a la superficie del Macizo Metamórfico Escambray y la erosión de sus unidades.

La cianita es frecuente en asociaciones de alta presión en condiciones de metamorfismo eclogítico o de parámetros P-T próximos a eclogita (Vrána, *et al.* 1975; Janák *et al.* 2004; Hoschek, 2007; Beitter *et al.* 2008; ampliamente tratado por muchos otros); coincidente con las

condiciones del Escambray. Convivencia de cianita con andalucita, sillimanita y estauroлита, puede encontrarse a causa de complejos procesos tectónicos y metamórficos sucesivos (Sepahi *et al.* 2004). Un ejemplo en Cuba occidental es el Macizo Metamórfico Pinos, donde se determinó la asociación cianita+sillimanita+andalucita en rocas interpretadas como fundidos de metasedimentos de protolito pelítico (García-Casco *et al.* 2001a, b).

Los primeros reportes conocidos de la presencia de cianita detrítica en sedimentos de la proximidad geográfica del Macizo Metamórfico Escambray y cianita detrítica en la red fluvial en el interior del Escambray, se deben a Stanik *et al.* 1981. No obstante, la primera mención de cianita (distena) en el Escambray, fue realizada por Millán y Somin (1975).¹

Según Stanik la cianita detrítica es abundante en los lavados de sedimentos en varias localidades y formaciones de diversa edad, fuera y dentro del macizo metamórfico. La significación geológica y la interpretación que puede darse a este hecho forma parte importante sobre la argumentación de la edad de la emersión del Escambray y ha permanecido completamente ausente de la literatura publicada que menciona ese proceso (*e. g.* Draper, 2001; García Casco, 2008; Cruz Orosa *et al.* 2011; otros).

De acuerdo con los resultados de levantamiento Escambray 1 (Stanik *et al.* 1981), la cianita primaria se encuentra en rocas de las unidades del oeste de la Cúpula de Trinidad y en las partes meridionales, occidentales y septentrionales de la Cúpula de Sancti Spiritus, en rocas de edad jurásica predominante; sectores donde, efectivamente, se destacan afloramientos de cierta extensión de las zonas de mayor grado metamórfico.² Sin embargo, cantidad significativa de cianita detrítica se descubrió dispersa en los sedimentos de las Formaciones Cantabria (Maastrichtiano) y Vaquería (Maastrichtiano a Eoceno Medio) de la Cuenca de Cienfuegos, al oeste del macizo y cantidades considerables de granos de cianita también se encuentran en la Formación Condado (Eoceno Superior-Oligoceno) de la Cuenca de Trinidad, situada entre ambas cúpulas metamórficas y en otras formaciones

del Neógeno hacia el sur de dicha cuenca, inclusive en menor cantidad en los ríos interiores de la Zona Trinidad y en sus sedimentos del Cuaternario (Stanik, *op cit.*).

La conservación de la cianita en la Cuenca de Cienfuegos y en la Cuenca de Trinidad, situada entre las cúpulas y en otros sedimentos aún más jóvenes en el perímetro sur del Escambray, es un hecho notable. Por una parte la escasa resistencia de la cianita que debe esperarse inmersa en los sedimentos blandos anfitriones durante la diagénesis y su traslado hacia una cuenca sedimentaria poco profunda y, por la otra, el cambio radical de las condiciones P-T bajo las cuales este mineral se formó, derivado de “*rocas primitivas que contenían una mayor cantidad de cianita o con una mayor extensión que ahora*” (Stanik, *sic*), sin sufrir epigénesis dentro de los sedimentos.

Según las conclusiones de Stanik, tales resultados confirman que la primera emersión a la superficie de rocas del Escambray y la primera erosión ocurrió durante a expensas de alguna exposición al nivel de la erosión, de rocas con cianita primaria, ocurrida durante el Maastrichtiano (Stanik *et al.* 1981a, b).

Discusión.

Millán (1981) se opone a esta conclusión de Stanik. En particular a la edad de emersión supuesta por Stanik (*ibid.*). Entre los argumentos de Millán que ofrecen una base de discusión, se resumen los siguientes:

1-Arenas al sur de la ciudad de Cienfuegos contienen abundante cianita y granos de andalucita. La andalucita, en tanto se trata de un mineral de baja presión, no pudo desarrollarse en el Escambray y debe tener otra procedencia, indudablemente.

2-La cianita sería escasa en el macizo y estaría desarrollada con rareza en las partes periféricas del macizo.

3-Sería fácil suponer que un macizo del tipo Isla de la Juventud, *donde la cianita es profusa y la andalucita característica*, afloró cerca del Escambray.

4-De acuerdo a los propios datos del Informe de Stanik *et al.* 1981; los propios datos de Millán y Somin (1981) y de Kantchev *et al.* 1978; el macizo del Escambray, afloró solo a partir del Eoceno Medio y nunca antes. Los propios autores (Stanik, *ibid.*) dan a entender que existió una fuente para la cianita diferente del Escambray.

Dispersión regional de la cianita y algunos minerales coexistentes.

Durante el levantamiento geológico Escambray II (Zelenka *et al.* 1990), región de 2,620 km² al NW y W del Macizo Escambray que cubre gran parte de la Provincia de Cienfuegos (Figura 1); terminado 9 años después de la Expedición Escambray I (Stanik *et al.* 1981); se realizó un levantamiento de lavado de sedimentos de la red fluvial. Como puede apreciarse de la Figura 2) se destacaron tres grupos de anomalías o clusters con características muy definidas.

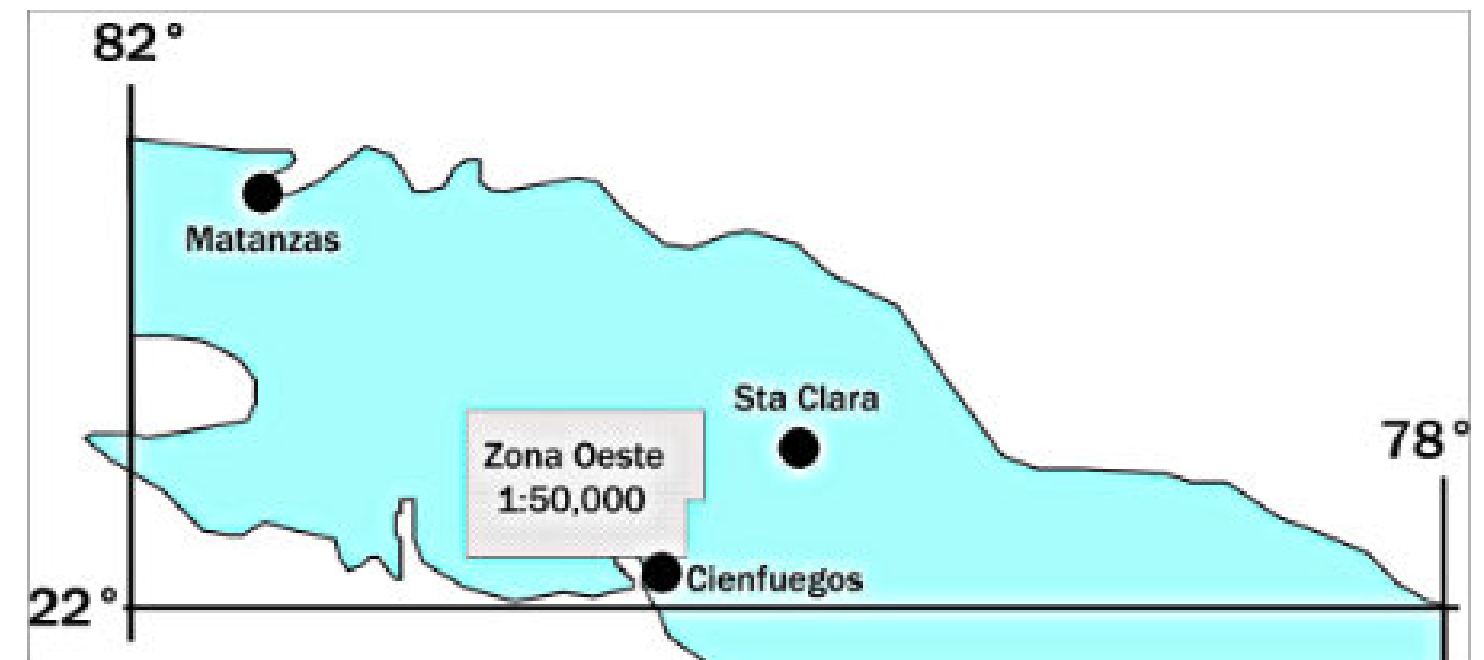


Figura. 1. Localización de área levantada a escala 1:50,000 al NW del Macizo metamórfico Escambray.

A ambos lados de la línea que cruza el mapa se puede advertir las diferencias notables algo radicales en la dispersión de los minerales. En el sector este, alrededor de los poblados de Cruces y Lajas, existen dos grandes agrupaciones de cianita+andalucita+estauroлита en las corrientes que fluyen hacia el oeste. En el sector oeste, los contenidos son exclusivamente de cianita, no observándose en este sector alguna preferencia de rumbo. Contenidos altos se ven hacia el este del poblado Antonio Sánchez, en corrientes que drenan la zona de ciénagas situadas al SW de este poblado.

Al norte de Aguada de Pasajeros se observan drenajes que, con el mismo rumbo de las corrientes con anomalías de los tres minerales, solo contienen cianita. Al norte del poblado de Rodas, dos drenajes subordinados, contienen agrupaciones anómalas con solo cianita que desembocan en la Bahía de Cienfuegos.

Al SE de la ciudad de Palmira, por fin, sobre los sedimentos de la Cuenca de Cienfuegos, en áreas de la Formación Cantabria, se reveló una anomalía con muestras de hasta más del 50% de cianita y solo una muestra que contenía

andalucita. Esta es la anomalía más próxima al borde occidental del Escambray.

Es difícil encontrar una clara explicación de estas dispersiones en función de estructuras afloradas, el momento en que lo estuvieron, la edad de la red fluvial y otros elementos que tienden a complicar la situación, tales como fallas regionales, grado de afloramiento de las rocas madres, etc. Por otra parte no hay seguridad de que

las muestras del sector oeste no contengan algo más que cianita, a causa de deficiencias de los laboratorios cubanos.³

No obstante, la observación de la red fluvial y su proyección sobre la geología regional permite deducir ciertas conclusiones provisionales, que no por tales tienen menos valor.

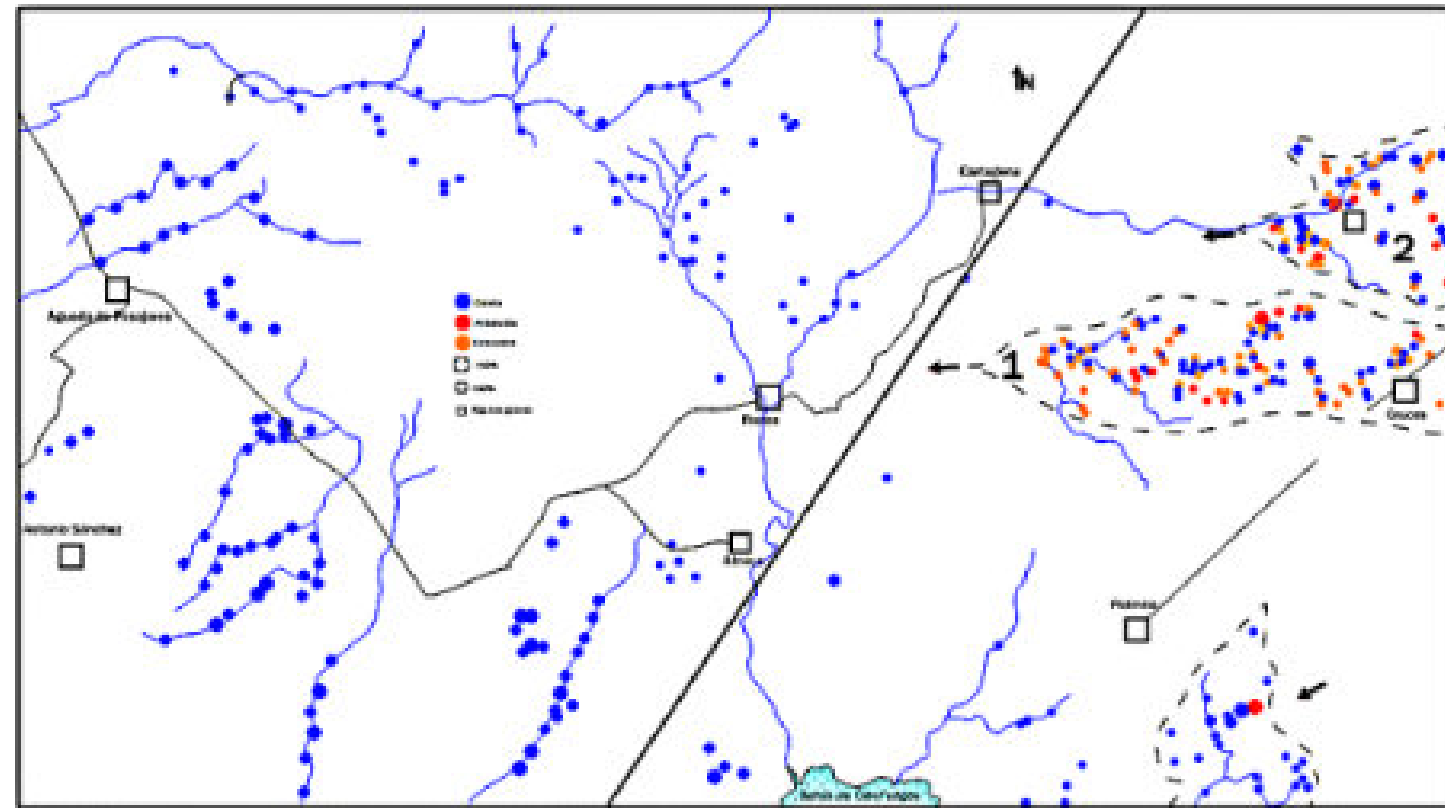


Figura. 2. Mapa de los contenidos de cianita, andalucita y estauroлита en los sedimentos fluviales en la región al norte y oeste del Macizo Metamórfico Escambray. Los cluster 1 y 2 contienen cianita además de andalucita y estauroлита. Al Este de la línea divisoria solo se ha detectado cianita. Simplificado del Anexo No. I.16. 1.16 (Zelenka *et al.* 1990). (Hoja Palmira 1:50,000).

Las anomalías intensas con los tres minerales pertenecen a sistemas fluviales orientados de E a W, cuya prolongación geográfica simple hacia el este, las conecta con los macizos del Complejo Ofiolítico de Cuba central y su mélangé Santa Clara (Álvarez y Bernal, 2015) con abundantes inclusiones de bloques de rocas metamórficas de alta presión. También con sectores del arco volcánico de Zaza, donde ocurren depósitos y mineralizaciones de

tipo Cu-pórfido, similares a Kuroko, contactos térmicos activos y otras zonas de actividad térmica. Si estas posibles coincidencias geológicas explican la simultaneidad de estos minerales en las anomalías de modo suficiente, depende de la historia de la red fluvial y de pruebas sobre la presencia de estos minerales en las rocas primarias. Por ejemplo, en la Zona Camajuaní la Formación Mata (Albiano-Cenomaniano) contiene estauroлита (Linares y

Smagoulov, 1987), conjuntamente con granos de glaucofana, zoisita y otros minerales y fragmentos líticos que sugieren la erosión y mezcla de derrubios provenientes de rocas metamórficas y de ofiolitas. Las anomalías de cianita, hacia el este del poblado Antonio Sánchez y SE de Aguada de Pasajeros, bajo la suposición de que se trate de solo este mineral, no tienen explicación evidente que pueda relacionarse con el afloramiento de algún macizo específico.

Los drenajes corren sobre sedimentos del oeste de la Cuenca de Cienfuegos, que ya contienen cianita, incluso con afloramientos de los vulcanógenos de la Formación Mataguá (Aptiano-Albiano). Luego, suponer que en algún lugar próximo afloró un macizo del tipo Pinos, solo para

dar algún otro fundamento a estas anomalías, no tiene nada más que un sentido contradictorio algo ocioso, a causa de que con razón equivalente puede pensarse en algún afloramiento parcial del Escambray como alternativa de igual valor.

Por otra parte, las numerosas anomalías de cianita, al norte del poblado de Aguada de Pasajeros; que provienen de drenajes de la Cuenca de Santo Domingo con una columna estratigráfica sedimentaria que debuta en el Campaniano-Maastrichtiano descansando sobre el arco volcánico; no tienen explicación aduciendo macizos metamórficos aflorados donde andalucita, cianita y estauroлита aparecieran conjuntas.

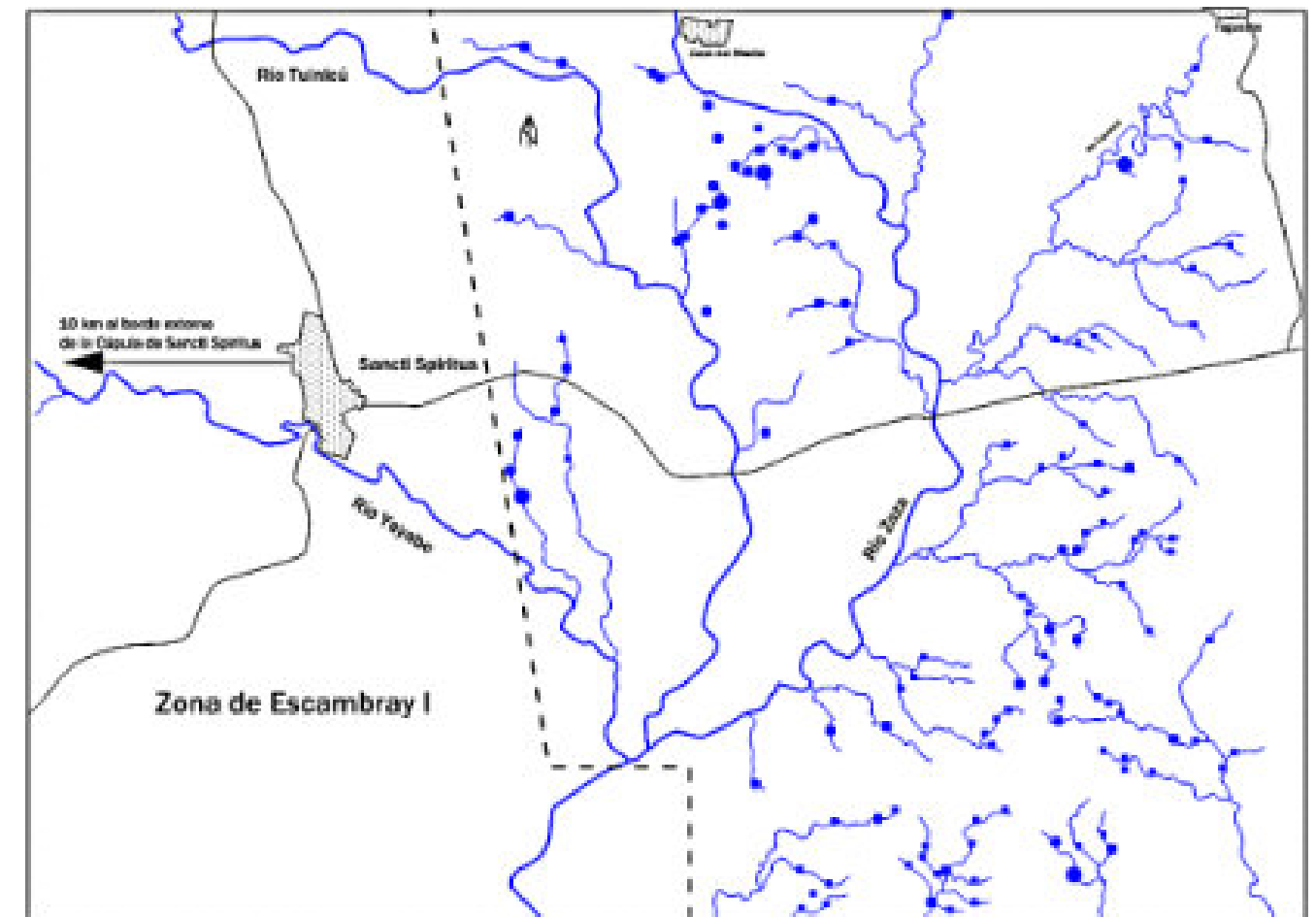


Figura. 3. Mapa de los contenidos de cianita en los sedimentos fluviales en la región al oriente del Macizo Metamórfico Escambray. La dispersión de cianita se observa a través de los ríos Tuinicú y Zaza con sus afluentes de ambas márgenes. Simplificado del Anexo No. 30.1. Hoja Sancti Spiritus (Lobik *et al.* 1986, inédito).

La misma situación se observa en el mapa de cianita de la Zona Este, Escambray II (733 km²), del levantamiento 1:100,000 (Lobik *et al.* 1986), (Figura 3) en las regiones de la Cuenca Central (Sancti Spiritus-Ciego de Avila). Los Río Tuinicú y Zaza drenan las cuencas situadas al Norte, sobre los complejos ofiolítico de Cuba central; el Mélange Santa Clara, rico en metamorfitas de alta presión y el Arco Volcánico. Según Lobik (*ibid.*), los contenidos más elevados de cianita se encuentran al NW del territorio en rocas del Paleógeno, una situación muy similar a las anomalías al norte de Aguada de Pasajeros.

La suposición de Millán sobre un macizo de tipo Pinos en la proximidad del Escambray para explicar la cianita, termina por ser improbable. Las rocas que proveen la cianita a esta red fluvial con seguridad tampoco proceden de algún macizo de tales características que pueda demostrarse o incluso sugerirse mediante alguna prueba que sea independiente de la dispersión de cianita+andalucita+estaurolita.

La más sospechosa de las anomalías resulta la situada al SE de Palmira (Figura 2), unida a la profusión de la cianita en los sedimentos de las Formaciones Cantabria y Vaquería. Situada sobre los sedimentos de la Cuenca de Cienfuegos; esta anomalía solo presenta una muestra con andalucita. Su posible vínculo con fuente Escambray, a causa de su clara reelaboración en el relieve actual, no puede probarse ni tampoco excluirse. Cualquier vínculo directo de la cianita en la red fluvial con superficie aflorada del Escambray pertenece al pasado geológico.

Las objeciones de Millán (*ibid.*), arriba resumidas, por tanto, no solo mezclan aspectos de la geología pasada con la situación presente, sino que se basan en suposiciones que no tienen un buen fundamento. Abundante cianita con granos de andalucita en las arenas de Cienfuegos tiene su explicación en el mapa de la Figura 2 y la geología aflorada; en tanto que es admisible pensar que la andalucita, en efecto, no proviene del Escambray. Si bien es cierto que la cianita es escasa, son precisamente Stanik y sus colaboradores quienes primero lo afirmaron.

Ni Kantchev *et al.* 1978, ni Stanik (*ibid.*) escribieron que el macizo Escambray afloró solo a partir del Eoceno Medio. Stanik escribió: “La Zona Trinidad continuó su emersión y al comienzo de este tiempo (en el Maastrichtiano) llegó a la superficie” (Historia del Desarrollo Geológico; pag. 274).

Kantchev (*op cit.*), por su parte, nunca describió cubiertas tectónicas sobre el Escambray y nunca utilizó la palabra “afloró”. Al contrario; opinaba que el Escambray cubrió a la Zona Zaza por sobrecorrimento. Por eso nunca necesitó acotar una fecha para una exhumación en la que no creía y ni siquiera dio a entender que el hallazgo de clastos algo más gruesos del Escambray en la Formación. Zaza (Bijabo) significara que eso era una indicación de la emersión del Escambray de bajo “algo”.

Conclusión.

Numerosas evidencias existentes en las estructuras que rodean al Escambray y propias del Escambray mismo, indican un proceso muy complejo del levantamiento de las cúpulas y las varias etapas en que este proceso ocurrió. La dispersión de cianita en rocas del Maastrichtiano de la Cuenca de Cienfuegos sugiere que áreas de extensión muy limitada del Escambray pudieron emerger ya desde esa edad. Cianita y erosión parcial de rocas del Escambray, son dos elementos de lógica geológica coherentes, respecto al conocimiento que demuestra que la unidad más alta del macizo fue la de mayor grado metamórfico.

Además, contenidos elevados de cianita en la Cuenca de Cienfuegos adicionalmente sugieren que el segmento del Escambray, fuente de la cianita y la Cuenca de Cienfuegos, se encontraban en una proximidad geográfica no muy diferente de la observada en el presente

Si, en efecto, la cianita es profusa en las Cuencas Cienfuegos y Trinidad y no hay base para ponerlo en duda; la dispersión actual de este mineral en sus más importantes y densas anomalías, primero y evidente hay que suponerlo proveniente de macizos actualmente aflorados o que lo estuvieron en una etapa aproximadamente coincidente con la exposición a la

superficie de una red fluvial con la capacidad de trasladar detritos de cianita de una fuente conectada con su destino final de deposito. Y, al tratarse de tal destino final los sedimentos de una Formación del Maastrichtiano, las conclusiones derivadas dejan muy escasas opciones de interpretación.

Lamentablemente la falta de estudios específicos sobre esta cuestión probablemente resultó en una pérdida de evidencias importantes para la paleogeografía del territorio y dejan la cuestión de la cianita como elemento a considerar, en el mismo estado original en que Stanik lo planteó.

Referencias.

- Álvarez, H., y Bernal, L., 2015, Los mélanges Santa Clara y Descanso del Cinturón Ofiolítico de Cuba central. *Memorias VI Convención. Geociencias 2015. IGP. La Habana. Cuba*.
- Beitter, Th., Wagner, T., Markl, G., 2008, Formation of kyanite-quartz veins of the Alpe Sponda, Central Alps, Switzerland: implications for Al transport during regional metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol. December 2008, Vol. 156, 6, pp 689–707*.
- Cruz Orosa, I., Sábat, F., Ramos, E., and Vázquez-Taset, Y. M., 2011, Synorogenic basins of central Cuba and collision between the Caribbean and North American plates. *International Geology Review*, DOI: 10.1080/00206814.2011.585031.
- Draper, G., 2001, The southern metamorphic terranes of Cuba as metamorphic core complexes exhumed by low-angle extensional faulting? *Memorias GEOMIN 2001 (CD-ROM), LA Habana, 19-23 de Marzo*. Reunión del Proyecto No. 433 del PICG/UNESCO "Tectónica de Placas en el Caribe".
- García Casco, A., Torres Roldán, R. L., Millán Trujillo, G., Monié, P. y Haissen, F., 2001a, P-T Evolution and hydrous melting of metapelites in the Pinos Terrane (Cuba): Tectonic implications for the early development of the Cuban collisional belt. *Memorias GEOMIN 2001, La Habana, 19-23 de Marzo. ISBN 959-7117-10-X*.
- García-Casco, A., Torres-Roldan, R. L., Millán, G. Monie, P., and Haissen, F., 2001b, High-grade metamorphism and hydrous melting of metapelites in the Pinos terrane (W Cuba): Evidence for crustal thickening and extension in the northern Caribbean collisional belt. *J. metamorphic Geol.*, 2001, 19, 699-715.
- García-Casco, A., Iturralde-Vinent, M. A., Pindell, J., 2008, Latest Cretaceous collision/accretion between the Caribbean Plate and

- Caribeana: Origin of metamorphic terranes in the Greater Antilles. *International Geology Review Vol. 50, 781-809. DOI 10.2747/0020-6814.50.9.781*,
- Hoschek, G., 2007, Metamorphic peak conditions of eclogites in the Tauern Window, Eastern Alps, Austria: Thermobarometry of the assemblage garnet + omphacite + phengite + kyanite + quartz. *Lithos; Vol. 93, Issues 1–2, January 2007, Pages 1-16*.
- Janák, M., Froitzheim, N., Lupták, B., Vrabec, M., and Erling J. Krogh Ravna, 2004, First evidence for ultrahigh-pressure metamorphism of eclogites in Pohorje, Slovenia: Tracing deep continental subduction in the Eastern Alps. *Tectonics, Vol. 23, TC5014. 2004*.
- Kantchev, I., I. Boyanov, N. Popov, R. Cabrera, A. Goranov, N. Iolkoev, M. Kanazirski, M. Stancheva, 1978, Informe Geología de la provincia de Las Villas. Resultados de las investigaciones geológicas y levantamiento geológico a escala 1:250 000 realizados durante el período 1969-1975. *Instituto de Geología, Academia de Ciencias de Bulgaria; Instituto de Geología y Paleontología (IGP), Academia de Ciencias de Cuba. Inédito. Archivo del Instituto de Geología y Paleontología. La Habana*.
- Linares, E. y Smagoulov, R., 1987, Resultados de análisis de minerales pesados de rocas de algunas formaciones litoestratigráficas del miogeosinclinal cubano. *Rev. Serie Geol. CIDP No. 4. pp 75-99. La Habana*.
- Lobik, M., Dostal, D., Zimmerhake, Kleinwachter, M., P., Rodríguez, R., Darías, J. L., Fernández, J., 1986, Informe Final del Levantamiento Geológico 1:100,000. Zona Este. Oficina Nacional del Fondo Geológico. La Habana. Cuba. (Inédito).
- Millán, G., y Somin, M. L., 1975, El Metamorfismo Complejo Vulcanógeno Cretácico en los Aledores del Escambray. *Serie Geológica. Nº 18. IGP. La Habana*.
- Millán Trujillo, G., 1981, Oponencia al informe titulado “Levantamiento geológico, geoquímico y trabajos geofísicos realizados en la Parte Sur de Cuba central en las Provincias de Cienfuegos, Sancti Spiritus y Villa Clara. Oficina Nacional del Fondo Geológico. La Habana. (Inédito).
- Millán, G., y Somin, M. L., 1981, Litología, estratigrafía, tectónica y metamorfismo del macizo de Escambray. *Editorial Academia. La Habana. 104 páginas*.
- Millán, G., 1988, La asociación cloritoide-cianita en esquistos metapelíticos del macizo de Escambray. *Geociencias. Vol. 3, No.2. Febrero 1988*.
- Sepahi, A. A., Whitney, D. L., Bajarifar, A. A., 2004, Petrogenesis of andalusite-kyanite-sillimanite veins and host rocks, Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Hamadan, Iran. *Jour. Met. Geol. Volume 22, 2 February 2004 Pag. 119–134*.

Stanik, E., Ching, R., Chaloupsky, J., Suchanek, J., Schovanik, P., Valecka, J., Koverdysnsky, B., Mlcoch, B., Zoubek, J., Vázquez, C., Mañour, J., Vyjidak, B., Holak, J., Prochazka, J., Eisenreich, M., 1981a, Informe del levantamiento geológico, geoquímico y trabajos geofísicos, realizados en la parte Sur de Cuba Central, en las Provincias Cienfuegos, Sancti Spiritus y Villa Clara. Centro Nacional del Fondo Geológico. La Habana. Cuba. 555 pags. (Inédito).

Stanik, E. 1981b, Respuestas a la oponencia al informe titulado “Levantamiento geológico, geoquímico y trabajos geofísicos realizados en la Parte Sur de Cuba central en las Provincias de

Cienfuegos, Sancti Spiritus y Villa Clara. Oficina Nacional del Fondo Geológico. La Habana. (Inédito).

Vrána, S., Prasad, R., Fediuková, E., 1975, Metamorphic kyanite eclogites in the lufilian arc of Zambia. Contrib. Mineral. Petrol. Vol. 51, pp. 139—160.

Zelenka, P., Lobik, M., Parizek, A., Woller, F., Dublan, L., Elecko, M., Kudlik, O., Molak, B., Šueska, V., Lledías Díaz, J. P., Silverio Pérez, M., Darías Coca, J., Rodríguez Romero, M., 1990, Levantamiento Geológico Escambray II. 1: 100,000. Zona Oeste. Oficina Nacional del Fondo Geológico. La habana. Cuba. (Inédito).

¹La porción periférica del complejo mezozoico de Escambray , también está metamorfozizada en un grado mucho más alto que los vulcanógenos. Aquí se desarrolla la facies disteno-moscovítica o almandina-glaucófana, según el esquema de Soboliev (1970), típica de alta presión (Millán y Somin, 1975). Del mismo modo, Millán en 1988 reportó una asociación de cianita (mica blanca+cloritoide+cianita+cuarzo+granate) en metapelitas de la Cúpula de Trinidad. (Millán, 1988).

²Los escasos contenidos de este mineral, típicamente, metamorfogeno, se encuentran sobre rocas de la Zona Trinidad en sus facies más metamorfozadas. Es decir, en la margen oriental de su cúpula oeste y en las partes meridional, septentrional y occidental de la cúpula oriental. Algunas áreas de limitada extensión se muestran en la zona septentrional de esta última cúpula cerca de los contactos de la cúpula occidental, caracterizada al igual que el área anterior, por una metamorfosis más alta y una composición geológica abigarrada (Stanik *et al.* 1981).

³Las muestras con andalucita+estauroлита fueron determinadas en laboratorios de Checoslovaquia. (Zelenka *et al.* 1990) y no en laboratorios cubanos.

Edades absolutas y paleontológicas del Complejo Anfibolítico de Mabujina, Cuba

Por: **Humberto F. Álvarez-Sánchez**

Colaborador de la Revista

Introducción.

El Complejo Anfibolítico Mabujina (C.A.M.) (Pavlov, 1970; Somin y Millán, 1976; Kantchev et al., 1978; Millán y Somin, 1981) del sur de Cuba Central es el más extenso y mejor aflorado de los macizos metamórficos de facies anfibolítica de la Isla de Cuba y constituye una unidad tectono-metamórfica de referencia en la geología de la isla. Rodea completamente, al Macizo Metamórfico Escambray aunque su mayor extensión se encuentra al Norte de las Cúpula de Trinidad, al Sur de las ciudades de Cumanayagua y Manicaragua. Otros afloramientos de gran extensión se encuentran al W y NW de la Cúpula de Sancti Spiritus hasta la región de Banao, al sur de la cúpula oriental (Figura 1).

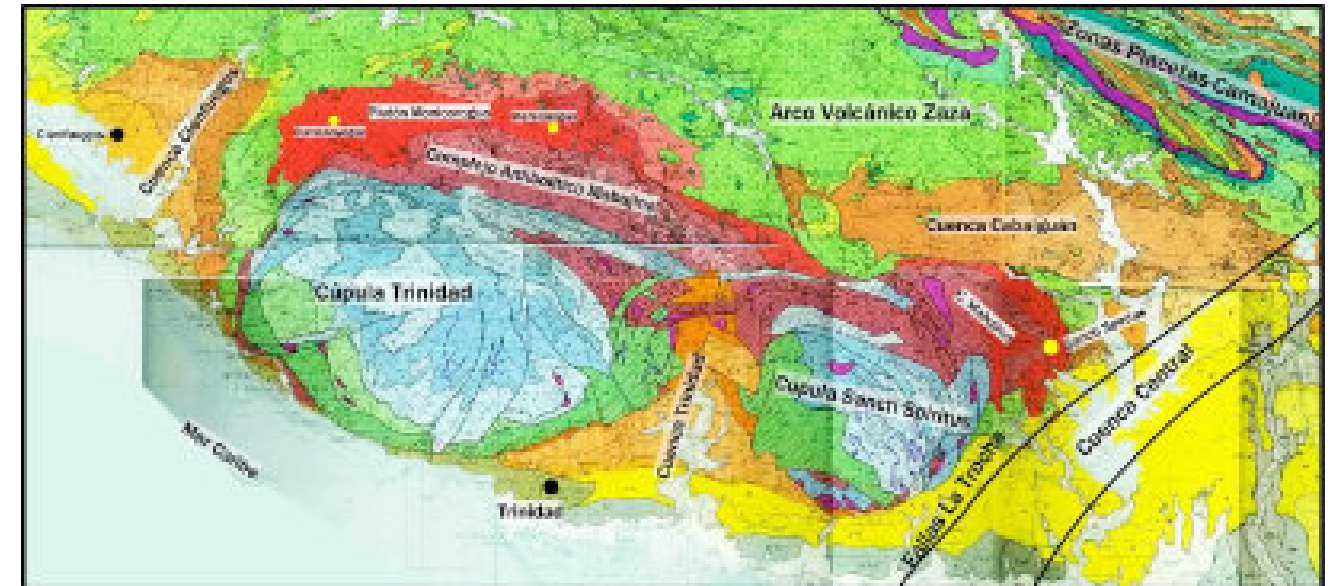


Figura.1. Posición general del Complejo Anfibolítico Mabujina. Mapa Geológico de Cuba 1:250,000 de Puscharovskiy, *et al.*, 1998).

Su contacto con el Escambray es tectónico, muy brusco y sin transiciones. Con el Arco Volcánico de Zaza (AVZ) el contacto es tanto intrusivo (Kantchev *et al.* 1978; Maximov *et al.* 1968; Pavlov, 1970) como tectónico (Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.* 1986). Su metamorfismo de alta relación T/P contrasta con el Escambray de condiciones inversas. La potencia del complejo en las áreas afloradas es considerable. Más de 2,000 m (Sherbakova *et al.* 1974ab); 3,500 a 4,000 m al norte del Escambray (Mlcoch en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.* 1986). Las anfibolitas se han considerado como el fundamento metamorfozido del Arco Volcánico de Zaza, formado por la acción termal de las intrusiones ácidas del arco (Somin y Millán, 1976 y otros trabajos sucesivos) y por Mlcoch (en Stanik *et al.* 1981), Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.* 1981, y otros. Su edad se ha supuesto muy antigua (Precámbrico o Paleozoico). Mlcoch (en Stanik *et al.* 1981) sugirió una edad probable Tithoniano hasta Albiano, concluyendo que la parte superior de la SAM no era más mas joven que Cretácico Inferior. Muestras derivadas de anfibolitas bandeadas, contenían palinomorfs (Dublan *et al.* 1988), cuya asociación establecía un rango más característico para el Jurásico, sobre todo al Jurásico Medio.

En el contacto del AVZ con las anfibolitas, yace la Fm. Los Pasos (Valanginiano-Barremiano) (Zelepuguin *et al.* 1982) cubierta por la Fm. Mataguá (Aptiano-Albiano), (Wassall, en Brönnimann y Pardo, 1954) (Figura 2).

Entre las anfibolitas y las vulcanitas se extiende la Unidad Tectónica Porvenir-Sopimpa, ocupada por las metavulcanitas andesíticas de la Fm. Porvenir, comparables con las anfibolitas de menor grado al sur de la faja, supuesto que sugiere que la Fm. Porvenir podría representar una transición entre las anfibolitas albitio-epidóticas y las vulcanitas no metamórficas del cinturón volcánico. Otros indicios que parecen confirmarlo se destacan en la Cuña Tectónica La Cidra; una estructura de cizallamiento lateral en contacto directo con el Escambray, donde ocurre un mélange tectónico de escamas de la Fm. Porvenir (de Álvarez-Sánchez, en Dublan, en Dublan y Álvarez-Sánchez, *ibid*)

sustituidas en escasa distancia por cuerpos de la Fm. Las Calderas (Albiano a Turoniano) (de Dublan, en Dublan y Álvarez-Sánchez, *ibid.*) que pertenece netamente al Arco Volcánico de Zaza. Al parecer la Fm. Porvenir, en efecto, representa, por una parte la sección más alta del Complejo Mabujina y por la otra una transición con las vulcanitas de Zaza, que debió existir antes de la intrusión principal de las granodioritas.



Figura.2.Mapa de Unidades Tectónicas 1:100,000. Expedición Escambray II. (Según Álvarez-Sánchez y Dublan. Anexo 14 en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.* 1986).

Unidad Tectónica Carlota: Fms. Loma La Gloria, Cobrito y La Chispa y del Grupo San Juan. Esquistos Algarrobo. Eclogíticas y glaucofanitas en cuerpos de serpentinitas. Mélange Los Guapos. Anfibolitas Yayabo. Cabalga a la Unidad Crucecitas. Metamorfismo HP.

Unidad Tectónica Crucecitas: Fms. Mayarí; Collantes; Loma Quivicán, La Sabina y El Tambor. Serpentinitas en mélanges tectónicos sesgados por blastomilonitas. Metamorfismo en la facies de esquistos verdes (Zona de Lawsonita).

Unidad Tectónica Habananilla: Anfibolitas bandeadas biotíticas, blastoporfídicas, gabroanfibolitas, gneises de más alto grado; casi todos los metagabros y la mayor parte del Litodema Cuarzodioritas El Quirro. Hacia el W contacta con la Unidad Porvenir-Sopimpa por una falla muy discordante con el Litodema Granodioritas Cumayagua que invaden su tope y finalmente en contacto con la Cuña La Cidra, en forma de un mélange de escamas de granodioritas, la Fm. Porvenir y la Fm. Las Calderas, perteneciente al Arco Volcánico de Zaza. Metamorfismo de anfibolitas almándínicas hasta anfibolitas epidóticas.

Unidad Tectónica Güinía: Anfibolitas s.s., asociadas parcialmente a las anfibolitas bandeadas y blastoporfídicas; estrechamente asociadas a las metacuarzodioritas, Por su borde norte afloran los cuerpos del Litodema Plagiogranitos Piedras, que parecen invadir su parte superior. El límite sur se destaca por un contacto recto y abrupto con anchas fajas del Litodema Cuarzodioritas El Quirro. Metamorfismo correspondiente a la facies de las anfibolitas epidóticas-albíticas (Zona 3 del Metamorfismo).

Unidad Tectónica Porvenir-Sopimpa: Metavulcanitas bimodales de la Fm. Porvenir con intercalaciones metasilícíticas y metaterígenos. Muestran una transición hacia las anfibolitas porfídicas y son muy semejantes a las anfibolitas de bajo grado albito-epidóticas, unidas por con la Fm. Porvenir. Esta situación sugiere una transición hacia las anfibolitas de más alto grado hacia el interior del complejo y al mismo tiempo y por el otro extremo, una transición con las vulcanitas no metamórficas de Zaza. Metamorfismo de facies de esquistos verdes hasta anfibolitas albito-epidóticas.

Unidad Tectónica Manicaragua: Incluye el cuerpo principal de la gran intrusión de las granodioritas (Litodema Granodioritas Cumanayagua), emplazada entre los complejos de Mabujina y el arco Zaza. Respecto a las deformaciones regionales aparece poco deformada en contraste con los Plagiogranitos Piedra, hecho que sugiere un carácter algo más tardío, postectónico. Sus contactos son intrusivos con las vulcanitas o se encuentran modificados por fallas importantes (Falla Mabujina).

Unidad Tectónica Regidor: Se desarrolla sobre las Lomas del Regidor y esta formada por la Fm. Los Pasos y la parte inferior de la Fm. Mataguá. Ambas formaciones pertenecientes a la sección inferior del arco volcánico.

Unidad Tectónica Colmenar: Esta unidad contiene a las Fms. Mataguá y Provincial, ambas con un marcado contraste de estilo tectónico de plegamiento con la Unidad Regidor de formas más apretadas y pliegues de cierre agudo.

Sinforma Arimao: Gran estructura sinclinatoria del arco Zaza. En el núcleo la Fm. Arimao y en los flancos la Fm. Las Calderas. Por el sur y este yace en contacto tectónico con la Unidad Hanabanilla. Hacia el NE se relaciona con las Granodioritas Cumanayagua, mientras hacia el oeste se sumerge, bajo las formaciones de la Cuenca de Cienfuegos.

Cuña Tectónica La Cidra: Sistema de Fallas Porvenir Sopimpa. Franja de estructura muy complicada integrada por un mélange tectónico de bandas de rocas milonitizadas de potencia decamétrica hasta hectómetros de granodioritas, anfibolitas y de las Fms. Porvenir y Las Calderas. La estructura resulta del movimiento lateral de cizallamiento izquierdo con relación a movimiento de la Cúpula de Trinidad hacia el norte y giro antihorario.

Discusión sobre la edad del Complejo Anfibolítico Mabujina.

Unas discrepancias notables en relación con la edad del Complejo Mabujina, se manifestaron tempranamente en la literatura geológica de la isla, con la coexistencia de dos opiniones excluyentes. Por una parte los autores que consideraban una edad antigua, Precámbrico o Paleozoico, (Boyanov *et al.* 1975; Linares *et al.* 1985; Mossakovski, *et al.* 1986) y los que sustentaban una edad más joven, como Stanik *et al.* 1981; Somin y Millán, 1981; Mlcoh y de Los Santos, 1983 (inédito); Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.* 1986); no muy diferente a la de la sección basal de las vulcanitas del Arco de Zaza. Un resumen temprano de las opiniones iniciales puede verse en Boyanov, Goranov y Cabrera (1975, su Tabla I).

La opinión sobre una edad antigua, perduró incluso hasta las ediciones sucesivas de los mapas geológicos oficiales de la República de Cuba a escalas 1: 500,000 (1986) y 1: 250,000 y tectónico (1989) a escala 1:500,000, donde a pesar que desde fechas anteriores existían edades isotópicas disponibles y desde 1988 también datos paleontológicos, se presentaba una edad premesozoica para el Complejo Mabujina, como un hecho consolidado o de opinión preferente, contra las evidencias contrarias.

Millán y Somin (1985) desarrollaron una discusión pormenorizada sobre los argumentos a favor y en contra de una edad antigua para las anfibolitas; ya que las cuestiones relacionadas con la edad y posición estructural del Complejo Mabujina, tienen una relevante importancia para la geología de Cuba y se asocian estrechamente al problema de la identificación del “basamento cubano”; materia de discusión desde fechas tempranas de las investigaciones geológicas en la isla y que ha abarcado no solo al Complejo Mabujina (Somin y Millán, 1976; Kantshev *et al.*, 1978; Stanik *et al.*,1981). Posteriormente la cuestión de la edad de las anfibolitas, tanto del Complejo Mabujina, como de otros complejos de facies anfibolítica (Güira de Jauco; Iguará-Perea) continua en el centro de la atención (Rojas-Agramonte *et al.*, 2006, 2009, 2011).

En la literatura se encuentran las primeras suposiciones sobre la edad de las anfibolitas. Thiadens (1937) las consideró pertenecientes al Cretácico Superior. En contraste, Tijomirov (1967) las estimó como del Paleozoico o Precámbrico, opinión compartida por Boyanov *et al.* 1975; siempre sobre una base estrictamente litológica y de grado metamórfico. Las primeras determinaciones de edad isotópica Ar/K comenzaron a publicarse en la década del 70 (Somin y Millán y Millán y Somin,1976). Algunos resultados de publicaciones se muestran en la Tabla 1-III, donde también se incluyen los datos de la Expedición Escambray I (Mlcóch, en Stanik *et al.*, 1981). (Ver también Tabla 2- IV).

Tabla 1-III. Edades Potasio-Argón de las anfibolitas Mabujina (Modificada de Stanik, *et al.*, 1981).

Mineral / Roca	Edad Ma.	Fuente
Anfíbol de gabro anfibolita	62±2.5	GUUDS, Bratislava
Anfíbol de pegmatita de gabro	72±5	IGEM. Acad. de Ciencias de la URSS (Kantshev, <i>et al.</i> 1978).
Anfíbol de ortoanfibolita	77±8	IGEM. Acad. de Ciencias de la URSS (Kantshev, <i>et al.</i> 1978).
Anfíbol de anfibolita diorítica	64,7±1.8	GUUDS, Bratislava.
Anfíbol de anfibolita	61.5±3.9	GUUDS, Bratislava.
Anfibolita (roca total)	76±10	IGEM. Acad. de Ciencias de la URSS (Somin y Millán; 1976).
Anfibolita	81±1.6	Dallas, Texas (Denison, en Somin y Millán, 1976).
Anfibolita	87±1.8	Dallas, Texas (Denison, en Somin y Millán, 1976).
Anfibolita	89±3	IGEM. Acad. de Ciencias de la URSS (Pirsov; en Somin y Millán, 1976).

Tabla 2-IV. Edades K/Ar obtenidas de rocas máficas y siálicas del Complejo Mabujina (simplificada de Iturralde-Vinent, *et al.*, 1994. Tablas 8 y 9).

Roca	Procesado	Edad Ma.
Anfibolita	¿	222.7± 44.4 (*)
"	Hornblenda	198.7± 41.6 (*)
"	Roca	89 ± 3
"	"	87.8 ± 1.8
"	"	87 ± 1.7
"	Anfíbol	81.2 ± 1.6
"	"	80.9 ± 1.6
Esquisto anfibolítico	"	80.7 ± 1.6
Anfibolita	Hornblenda	77 ± 8
Hornblendita	Roca	76 ± 10
Anfibolita pegmatítica	Hornblenda	72 ± 7
Anfibolita	"	44 ± 5
Gneiss metagranítico A	Hornblenda	95 ± 2
Vena pegmatítica	Moscovita	84 ± 1
Gneiss metagranítico B	Hornblenda	84 ± 3
Gneiss metagranítico C	"	78 ± 3
Gneiss metagranítico B	Biotita	73 ±1
Ortogneiss D	Hornblenda	73 ± 2
Ortogneiss D	Biotita	73 ± 2
Gneiss pegmatítico	Moscovita	72 ± 5
Gneiss metagranítico A	Biotita	70 ± 1
Gneiss metagranítico C	"	69 ± 2
Ortogneiss	Roca	52 ± 1

(*) Correctamente señaladas como dudosas.

Tabla 2-V. Edad de las anfibolitas Mabujina por el método termoisocrónico (Según Somin, *et al.*, 1985, en Millán y Somin, 1985).

Nº Muestra	Roca y localidad	Edad (M.a)		Observaciones
		Geológica	Radiológica	
D.48	Ortoanfibolita. (Metabasalto porfídico). Sur de Manicaragua.	Protolito y metamorfismo preCampaniano	≈900 530±20 (VP) 350±10<50	Muy poco Plomo radiogénico.
D.49	Ortoanfibolita. (Metabasalto porfídico). Mabujina, Cuba Central.	Protolito y metamorfismo preCampaniano	≈1,200 530±20 (VP) 350±10<50	"
D.368	Ortoanfibolita. (Metabasalto porfídico). Norte de la Presa Hanabanilla.	"	≥1,200-1,400 680±30 (VP) 530±20<50	"
E.66-7	Ortogneiss (metagranitoídico). Río Agabama. Cuba Central	"	≈100	"
¿	Gneiss leucocrático. Río Jicaya	"	450	Tomada por G. Nekrasov.
F-77	Gneiss biotita-hornblenda. Río Jicaya	"	≤100	Sin huellas de edad más antigua
F-68-1	Gneiss leucocrático granate-biotita-hornblenda. Río Jicaya	"	≤100	"

Durante la expedición Escambray I, Mlcoch (en Stanik *et al.*, 1981) sugirió una edad probable Tithoniano hasta Albiano, sin excluir una edad mas antigua. Posteriormente, durante la cartografía realizada por la Expedición Escambray II, Mlcoch y de Los Santos (1983), discutieron nuevamente sobre la edad de las anfibolitas, concluyendo que la parte superior del corte no tenía una edad más joven que Cretácico Inferior, concepto posteriormente defendido en Dublan y Álvarez-Sánchez, *et al.* (1986).

Precisamente, a pesar de que nuevos resultados obtenidos a partir del hallazgo de microflora, fueron dados a conocer a un grupo numeroso de investigadores por los autores, aún antes de ser publicados dada la notabilidad del resultado (y más tarde publicados en Dublan *et al.*, 1988); prevaleció la opinión de la edad más antigua (Paleozoico), exclusivamente apoyada, al parecer, en las determinaciones por el método Pb-Pb termoisocrónico (Somin, *et al.*, 1985) (Tabla 2-V). (ver también Bibikova *et al.*, 1988; Renne *et al.*, 1989).

Si bien aquí no se discutirá la efectividad de este método, ya desde aquel entonces la determinación del verdadero origen del zircón era altamente dudosa y el argumento de su correspondencia con rocas apomagmáticas (anfibolitas porfidoblásticas y gneiss metagraníticos) según indicaron Somin *et al.* (op cit.), no establecía garantía alguna en contra de la incorporación de zircones heredados. Justamente, Millán y Somin (1985b) destacaron que el zircón de estas anfibolitas presentaba formas prismáticas irregulares y tonalidades diferentes y la mayoría de los cristales evidenciaban efectos de corrosión e, Incluso, gran parte poseían “núcleos bien manifiestos e indicios de una reelaboración determinada” (sic).

Hallazgo de microflora durante 1984.

La Expedición Escambray II trato de resolver este problema considerando la posibilidad de la conservación de restos paleontológicos, ya sea de microflora o de microorganismos. Con este fin se tomaron muestras en las cercanías de Güinia de Miranda, en un sitio muy adentrado en el área típica de la exposición de las anfibolitas y muy lejos del contacto de las vulcanitas Zaza (localidad 331514, Informe Zona Centro). En fecha previa a las determinaciones del método Pb-Pb por Somin *et al.* (1985), Ladislav Dublan muestreó una capa representativa de una potencia de 10 m, de la anfibolita derivada de una roca tobítica-psamítica, con la estratificación bien conservada; en las afueras del poblado de Güinia de Miranda (Figura 3); una localidad muy adentrada en el área típica de exposición de las anfibolitas y muy lejos del contacto con las vulcanitas no metamórficas del Cretácico temprano o de las metavulcanitas de bajo grado de la Fm. Porvenir (presumiblemente cretácica). En esta región, como en varias otras localidades identificadas por las Expediciones “Escambray”, existen perfiles de las anfibolitas bandeadas, con un grado de recristalización atenuado, que pueden considerarse favorables para la conservación de restos fósiles. La muestra, una buena representación de la anfibolita derivada de una roca tobítica-psamítica, con la estratificación bien conservada, se procesó en el Instituto Dionis Stur de Bratislava, con el cumplimiento de los necesarios requisitos para garantizar la integridad y pureza del material.

El estudio de una muestra compuesta representativa de una potencia aproximada de 10 m, de anfibolitas bandeadas, derivadas de sedimentos tufíticos psamíticos, permitió la identificación de palinomorfos. Los ejemplares obtenidos se encuentran bastantes corroídos y en gran medida destruidos los elementos de la estructura y las esculturas de las superficies. Se observaron principalmente esporas Triletes de las familias tropicales *Schiseaceno Gleichniaceae* y un grano de polen del género *Tricolporites* que pertenecen a las Gimnospermas, que se observan poco en el Jurásico Medio, pero sobre todo en el Cretácico Inferior. Las especies determinadas se encuentran descritas en la literatura por A. J. Pocock y Stanley (1962, 70), M. Kedves y P. Simonosics (1964), J. Berza (1969), y H. Tralau (1968) y se extienden desde el Jurásico hasta el Cretácico. Por la extensión estratigráfica de las especies determinadas se puede ver que su rango más característico es correspondiente al Jurásico, sobre todo al Jurásico medio. Solo la especie *cf. Cicatricosisporites perforatus* (Mark Singh) se encuentra plenamente en él Cretácico.

El composito de la muestra fue sometido a lavado en seco de la superficie con agua destilada y a su subsiguiente trituración con un molino mecánico. Por cuarteado se separaron 200 g, sometidos a dilución en HCl, para eliminar el carbonato y, nuevamente al lavado con agua destilada. El proceso continuó con un baño de maceración con HF al 40% durante 5 días, hasta la completa desintegración de los silicatos. Después de la maceración, la muestra se lavó tres veces con agua destilada y la sustancia orgánica fue separada con un líquido pesado (KI + Cdl₂) con p.e. 1.9 a 2.1.

Esta parte orgánica flotada se vertió a un tubo de ensayo y se lavó tres veces con agua destilada. Al encontrarse los palinomorfos oscurecidos, se sometieron a oxidación con la solución de Schultz durante 24 horas. Finalmente se confeccionaron los preparados para estudio al microscopio.

Se reveló contenido de microflora cuyo estado revelaba bien las deformaciones y alteraciones propias del metamorfismo de las rocas, ya que los ejemplares obtenidos mostraban corrosión y una parte con los elementos de las estructuras y esculturas de la superficie destruidas; hecho que desacredita las dudas sobre el valor de esta determinación, como expresan Iturralde-Vinent, *et al.* 1994); Millán, 1994; Rojas-Agramonte *et al.*, 2011) y otros. La mayoría de los ejemplares pertenecían a las esporas *Triletes*, de las familias tropicales *Schiseaceae* y *Gleicheniaceae* y, un grano de polen del género *Tricolporites*; perteneciente a las *Gimnospermas*; poco observadas en el Jurásico Medio, pero abundantes en el Cretácico Inferior. Las especies determinadas fueron descritas en la literatura por A. I. Pocock Stanley (1962, 1970), J. Bona (1969) y H. Tralau (1968) y la extensión estratigráfica abarca desde el Jurásico hasta el Cretácico (ver Tabla VI).

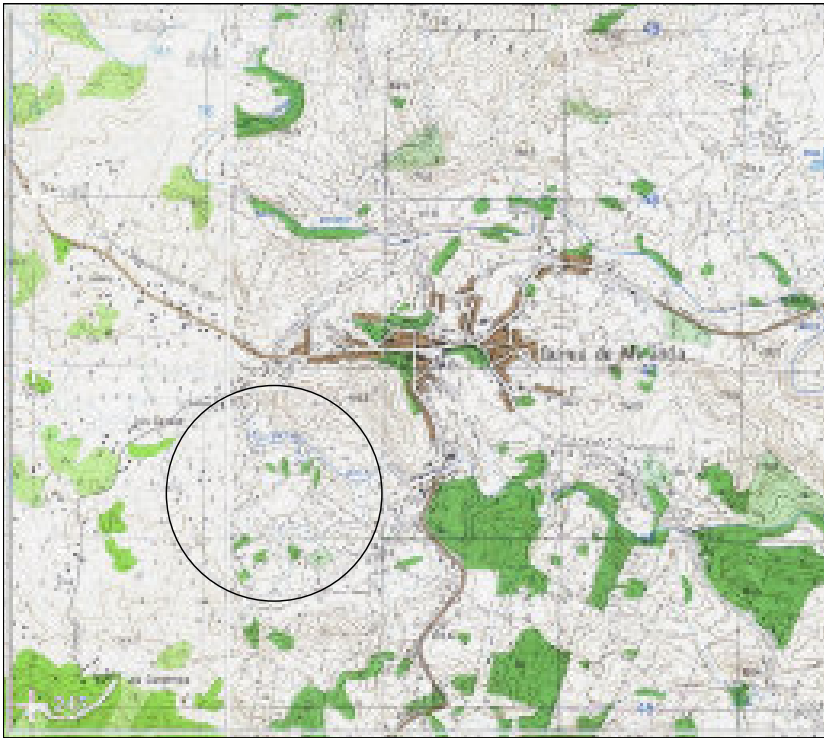


Figura.3.Esquema geográfico de la situación de la toma de muestra de anfibolitas (círculo) con palinomorfos, en las afueras del poblado de Güinía de Miranda. Mapa 1:25,000. Hoja 4282-III-d.

Por la extensión estratigráfica de las especies determinadas, se determinó que su rango más característico correspondía al Jurásico; sobre todo al Jurásico Medio. Solo los ejemplares de *Cicatricosisporites perforatus* (Mark) Singh, se encuentran plenamente en el Cretácico. El grano de polen de *Gimnosperma* del género *Tricolporites*, probablemente sugiere la incorporación de sedimentos en la secuencia del protolito durante el Cretácico, si consideramos el ápice de este género. De modo que, la edad del complejo no parece más antigua que el Jurásico. Probablemente la parte inferior de la sección, con más alto grado metamórfico y con gran abundancia de las gabroanfibolitas y ultramáficos, pertenezca al Jurásico temprano, mientras el tope de la secuencia, entonces no debe sobrepasar el Cretácico Inferior.

Este intervalo de edades, concordaba plenamente con las suposiciones previas, basadas en analogías, conceptos sobre el desarrollo geotectónico de la región; dataciones de las vulcanitas de la sección más baja del Arco Volcánico de Zaza y se aproximaba coherentemente con las edades isotópicas K/Ar; argumentos todos en plena contradicción con las edades por el método termoisocrónico; es decir, no existía justificación suficiente para seleccionar una edad Paleozoico para el Complejo Mabujina, sobre otras alternativas posibles, como se presentó entonces en el Mapa Geológico de Cuba a escala 1:500,000.

Tabla VI. Extensión cronológica de las esporas y polen de una muestra de las anfibolitas del Complejo Mabujina (según Snopkova, 1984; y en Dublan *et al.*, 1989).

Esporas	Cantidad	Extensión
<i>cf. Cicatricosisporites perforatus</i> (Mark) Singh	4	Cretácico
<i>Concavisporites (Obtusisporites) cf. undulus</i> Kedves-Simoncsics	3	Jurásico
<i>Foveasporis cf. irregularis</i> Tralau	2	¿Jurásico Medio?
<i>Verrucosisporites cf. eastendensis</i> Pocock Stanley	1	¿Jurásico Medio-Jurásico Superior?
Polen		
<i>cf. Perinopollenites elatoides</i> Pocock y Stanley	5	Jurásico-Cretácico Inferior
<i>Tricolporites sp.</i>	6	Jurásico Medio-Cretácico

Determinaciones por los métodos SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Microprobe) y TIMS (Thermal Ionization Mass Spectrometry).

Un grupo de determinaciones relativamente recientes por métodos de SHRIMP y TIMS se presentan en la **Tabla VII**. Las localidades de muestreo se seleccionaron en los segmentos suficientemente adentrados en secciones típicas del Complejo Mabujina (Rojas-Agramonte, *et al.*, 2011, Figura 2b) Prácticamente la totalidad de las rocas analizadas provienen de cuerpos de composición ácida, específicamente de los gneiss graníticos y venas cortantes y una anfibolita metapiroclástica. Como se deduce de los resultados obtenidos, ninguna de las muestras es más antigua que de edad Cretácico. Como se trata de una población de muestras que la mayoría representa un episodio, probablemente temprano de las intrusiones ácidas, ya que se trata de rocas metamorizadas conjuntamente con las anfibolitas de caja, se podría suponer que tuvieran una edad algo más antigua, pero más del 50% de ellas indican una edad del Cretácico Superior. Este grupo de edades (ver Tabla V) no se encuentra muy distanciada de las edades obtenidas por estos métodos para algunos testigos de los granitoides de la región de Manicaragua.

Tabla VII. Edad de anfibolitas Mabujina. SHRIMP II y TIMS (Según Rojas-Agramonte, *et al.*, 2011).

Muestra	Local.	Roca	Material analizado	Edad Ma	Edad geológica
F68	Río Jicaya	Ortogneiss trondjemítico	6 granos de zircón (SHRIMP II)	132.9±1.4	Cretácico Inferior. ¿Hauteriviano-Barremiano?
F77	Río Jicaya. (2 km E de Güinía de Miranda)	Gneiss tonalítico	Fracción de volumen (Santa Bárbara TIMS)	123.9±0.62	Cretácico Inferior. Barremiano-Aptiano?
CU32	Río Jicaya (al Sur de F77)	Metatrondjemita	8 granos de zircón (SHRIMP II)	112.1±2.1	Cretácico Inferior. ¿Aptiano Superior?
F66-1	Río Jicaya 1.5 Km. NW de Güinía de Miranda (200m W de F68)	Vena metadiorítica que corta a F68	2 Fracciones de zircón analizadas vía convencional (TIMS; Santa Bárbara	94.1±0.47 93.5±0.47	Cretácico Superior. ¿Turoniano? Cr ₂
CU114	Las Tosas, NW de Sancti Spiritus	Anfibolita metapiroclástica dacítica.	6 granos de zircón. (TIMS; SHRIMP II)	93.5±1.0	Cretácico Superior. ¿Cenomaniano-Turoniano? Cr ₂
CU116	Río Yayabo; W de Sancti Spiritus	Anfibolita foliada	6 granos de zircón. (SHRIMP II)	93.0±0.9	Cretácico Superior. ¿Cenomaniano-Turoniano? Cr ₂
E37-6	Arroyo afluente del	Metatrondhjemita	5 granos de zircón (SHRIMP II)	92.8±0.7	Cretácico Superior. ¿Turoniano?

	Tuinicú (4.5 km WSW Sancti Spiritus)				Cr ₂
--	--------------------------------------	--	--	--	-----------------

Conclusión

Los hechos relacionados en este apartado, basados en la aplicación de los diversos métodos isotópicos y paleontológicos de determinación de la edad de las anfibolitas, han probado definitivamente que la edad del Complejo Mabujina, no es más antigua que el Jurásico y que varias determinaciones que arrojaron una edad muy antigua no discriminaron acertadamente la discusión sobre el origen del zircón. La edad del Complejo Mabujina coincide coherentemente en sentido general, con la edad de las primeras manifestaciones del magmatismo del Arco Volcánico de Zaza, aspecto que será ampliamente examinado en otro trabajo. Del mismo modo, los resultados obtenidos prestan total validez a las primeras y únicas determinaciones paleontológicas obtenidas en el Complejo Anfibolítico, debidas al mérito de Ladislav Dublan, quien primero exploró la posibilidad de probar la edad de las anfibolitas a partir de la posible conservación de restos palinológicos en rocas de metamorfismo atenuado. En sentido general puede decirse que estamos al inicio de esta clase de estudios cuyos resultados actuales deben considerarse incompletos y de carácter preeliminar. No obstante los primeros resultados proporcionan elementos para rechazar las suposiciones de una edad muy antigua para el corte Anfibolítico. La Expedición Escambray II considera que la edad de la Suite no es más antigua que el Jurásico. Probablemente la parte inferior, formada por los gabro-anfibolitas, con más alto grado metamórfico y una posición presumiblemente más baja en el corte, pertenezcan a la parte inferior del Jurásico, pero se trata de una simple suposición.

Referencias.

Bibikova, E. A., Somin, M. L., Gracheva, T. V., Makarov V. A., Millán, G., Shukolykov, Yu. A., 1988, First results of U-Pb dating of metamorphic rocks of the Greater Antillean arc: age of the Mabujina Complex of Cuba. *Doklady Acad. Sc. V. 301, # 4, P.924-928. Moscow. (en Ruso).*

Bóna, J., 1969, A Mecsek Legvség alsocliasz Kösenösszlete (földtán) Unterlias. Kchlenserie des Mecsek Gebirges (Geologie). *Ann, Inst. Geol., Publ., Hung., 51, 1, III. P. 625-970. Budapest 1969.*

Brönnimann, P. y Pardo, G., 1954, Annotations to the correlation chart and catalogue of formations (Las Villas province), *Geol. Rept. 456. Oficina Nac. Recursos Min., Minist. Indust. Bas., La Habana (inédito).*

Boyanov,I., G. Goranov y R. Cabrera, 1975, Nuevos datos sobre la geología de los complejos de anfibolitas y granitoides en la parte sur de Las Villas: Serie Geológica del Instituto de Geología y Paleontología (19): 1-14.

Dublan, L., Álvarez-Sánchez, H. (Editores), 1986, Dublan, L., Álvarez-Sánchez H.; Mlcoch, B.; Mañour, J.; Lledíaz, P.; Molak, B., Vázquez, C.; Snopkova, P.; De los Santos, E., Soucek, J.; Pérez, M.; Mihailova, A.; Bernal, I.; Zoubek, J.; Ordoñez, M.; Soucek, J.; Morousek, J.; Svetska, J.; Marshall, W.; Pérez-Conde, R.; González, E.; Rodríguez, R.; Informe Final del levantamiento geológico y evaluación de los minerales útiles en escala 1:50,000 del Polígono CAME-I, Zona Centro. *Centro Nacional del Fondo Geológico. La Habana. 1,402 Págs. 250 mapas. (Inédito).*

Dublan, L., Snopkova, P., Álvarez Sánchez, H., 1988, Datos preliminares sobre la edad de las anfibolitas del Cinturón de Mabujina de Cuba Central, según el método paleobotánico. *Bol. de Geociencias. V. 3. Nº. 2. pag. 48-56. Centro Universitario de Pinar del Río. Cuba.*

Iturralde-Vinent, M., Millán, G., Korpas, L., Nagy, E., Pajón, J., 1994, Geological Interpretation of the cuban K-Ar Database. *En M. A. Iturralde-Vinent, editor. Ofolitas y Arcos Volcánicos de Cuba. IUGS/UNESCO. Project 364. Special Contribution Nº.1: Págs. 48-69.*

Kantchev, I., I. Boyanov, N. Popov, R. Cabrera, A. Goranov, N. Iolkoev, M. Kanazirski, M. Stancheva, 1978, Informe Geología de la provincia de Las Villas. Resultados de las investigaciones geológicas y levantamiento geológico a escala 1:250 000 realizados durante el período 1969-1975. *Instituto de Geología, Academia de Ciencias de Bulgaria; Instituto de Geología y Paleontología (IGP), Academia de Ciencias de Cuba. Inédito. Archivo del Instituto de Geología y Paleontología. La Habana.*

Kedves, M. and Simonsics, P., 1964, Microstratigraphy of the carbonate manganese ore layers of the shaft III of Urkut on the basis of palynological investigations. *Acta Mineralogica petrographica. 16,2, Szeged, p. 3-48. 1964.*

Linares, E., Osadchiy, et al., 1985, Mapa Geológico de la República de Cuba. Escala 1: 500,000. *Ministerio de la Industria Básica. La Habana.*

Maximov. A., Grachev, G., Sosa, R.,1968, Geología y minerales útiles de las pendientes nor-occidentales del sistema montañoso Escambray.(inédito) Oficina Nacional del Fondo Geologico. La Habana. 188 pags. 16 Anexos.

Millán, G., y Somin, M. L., 1976. Algunas consideraciones sobre las metamorfitas cubanas. *Acad. de Ciencias de Cuba. Serie geológica. 27, Pág. 1-21.*

Millán, G., y Somin, M. L., 1981, Litología, estratigrafía, tectónica y metamorfismo del macizo de Escambray. *Editorial Academia. La Habana. 104 páginas.*

Millán, G. y Somin, M. L. 1985, Condiciones geológicas de la constitución de la capa granito-metamórfica de la corteza terrestre de Cuba. *Instituto de Geología y Paleontología. La Habana. 83 páginas.*

Millán, G., 1994, Metamorfitas de la asociación ofiolítica de Cuba. En Iturralde-Vinent, M. A., editor. *Ofolitas y Arcos Volcánicos de Cuba. Project 364. Caribbean Ophiolites and Volcanics Arcs. Special Contribution Nº.1: 131-146*

Mlcoch, B, y de Los Santos, E., 1983, Informe preliminar del levantamiento geológico. Zona Estructuro Facial Manicaragua. *Archivo de la Expedición Cubano-Cecoslovaca Escambray II (manuscrito).*

Mossakovski, A., Nekrasov, G.,Sokolov, S., 1986, Los complejos metamórficos y el problema del fundamento de la estructura alpina de Cuba. *Geotectonics 3; 5-24.*

Pavlov, I., 1970, Informe de los trabajos de búsqueda-levantamiento a escala 1:50,000 realizados en 1969-70 en el área comprendida entre las ciudades de Cumanayagua y Fomento (provincia de Las Villas). *Oficina del Fondo Geológico Nacional. La habana.*

Pocock Stanley. A. I., 1962, Microfloral analysis and age determination of strata at the Jurassic-Cretaceous boundary in the western Canada plains. *Paleontographica, Band 111. P. 1-95. Stuttgart 1962.*

Pocock Stanley. A. I., 1970, Palynology of the Jurassic sediments of western Canada. *Paleontographica, Band 130. P. 73-136. Stuttgart.*

Sherbacova, B., Bovenko, K., and Hernández, G., 1974, Utilización del método de las ondas de cambio de los terremotos para el estudio de la estructura geológica profunda de Cuba: *Primera Jornada científica tectónica, T. H. La Habana, p. 91.*

Shervakova, B. E., Bovenko, V. G., Lutsenko, T. N., y Miroshnishenko, I. P., 1974, Informe sobre los resultados de observaciones de los aparatos ZEMLIA, MOCT, en el territorio de Cuba Occidental llevadas a cabo en 1972-1974. *Empresa de Geofísica.* (inédito).

Snopkova, P., 1984, Informe de las investigaciones palinológicas realizadas en muestras de localidades cubanas. *Archivo de la Expedición Cubano-Cecoslovaca Escambray II (manuscrito).*

Somin, M. L., Millán, G., 1976, El complejo anfibolítico de Cuba surcentral y problemas de la posición tectónica de la serie eugeosinclinal de la isla. *Bulletin MOIP, Geología, vol. 5, pp, 73-93 (en ruso).*

Somin, M. L., Millán, G., 1981, Geología de los complejos metamórficos de Cuba. (en ruso) Edit. Nauta. Moscú. 219 pág.

Somin, M. L., Sumin, L. B., Potapenko, Y. I., Millán, G., 1985, Verificación del método termoisocrónico para la datación de las rocas con edad geológica conocida. Resultados de la datación de algunas rocas metamórficas de la región alpina. *(en ruso) Acad. de Ciencias de la URSS. Inst. de Física de la Tierra. Publición Nº 18. Moscú.*

Stanik, E., Ching, R., Chaloupsky, J., Suchanek, J., Schovanik, P., Valecka, J., Koverdysnsky, B., Mlcoch, B., Zoubek. J., Vazquez, C., Mañour, J., Vyjidak, B., Holak, J., Prochazka, J., Eisenreich, M., 1981, Informe del levantamiento geológico, geoquímico y trabajos geofísicos, realizados en la parte Sur de Cuba Central, en las Provincias Cienfuegos, Sancti Spiritus y Villa Clara. *Centro Nacional del Fondo Geológico. La Habana. Cuba. 555 pags. (Inédito).*

Renne, P., Mattinson, J. M., Hatten, Ch. W., Somin, M., Onstott, T. C., Millán, G., Linares, E., 1989, ⁴⁰Ar /³⁹Ar and U-Pb evidence for late Proterozoic (Grenville-Age) continental crust in North-Central Cuba and regional tectonic implications. *Precambrian Research, 42, pags. 325-341.*

Rojas-Agramonte, Y., Kroener, A., García-Casco, A., Iturralde-Vinent , M. A., Wingate, M. T. D., Liu, D., 2006, Review of Zircon Ages from Cuba and Their Geodynamic Interpretations. *AOGS 2006 Asia Oceania Geosciences Society, Singapore. (Abstract)*

Rojas-Agramonte, Y., García-Casco, A., Kröner, A., Carrasquilla-Ortiz, S., Iturralde-Vinent, M., Millán Trujillo, G., 2009, The Mabujina amphibolite conundrum (central Cuba): a case of metamorphosed root zone of an island arc, or an exotic pre-arc basement? *Orange Conference. Autralia.*

Rojas-Agramonte, Y., Kröner, A., García-Casco, A., Somin, M., Iturralde-Vinent, M., Mattinson, J. M., Millán Trujillo, G., Sukar, K., Pérez Rodríguez, M., Carrasquilla, S., Wingate, M. T. D., Liu, D. Y., 2011, Timing and Evolution of Cretaceous Island Arc Magmatism in Central Cuba: Implications for the History of Arc Systems in the Northwestern Caribbean. *The Journal of Geology, Vol. 119, No. 6, pp. 619-640.*

Thiadens, A. A., 1937, Geology of the southern part of the province Santa Clara (Las Villas) Cuba. *Geog. Geol. Mededeelingen, Phys. Geol. Reeks, Nº 12, Min. geol. Inst. Rijksuniv; pp.1-69. Utrecht.*

Tijmirov, I. N., 1967, Formaciones magmáticas de Cuba y algunas particularidades de su metalogénia. *Rev. Tecnológica. V. 5. Nº 4. P. 13-22.*

Tralau, H. , 1968, Botanical investigations into the fósil flora of Eriksdal in the Fyledalen Scania II. The Middle-Jurassic microflora. *Sveriges Geologiska Undersökning. . 62. P. 4-132. Stockoholm 1968.*

Zelepuguin, V., Fonseca, E., Díaz de Villalvilla, L., 1982, Asociaciones vulcanógenas de la Provincia de Pinar del Río. *Serie Geológica. Centro de Investigaciones Geológicas. Vol. 6. pags. 42-74.*

Grupo C. Estudios temáticos.

MELANGES Y MEGAMELANGES EN LA GEOLOGÍA DE CUBA

Humberto Álvarez-Sánchez.

Colaborador de la Revista

Miramar Mining Corp. República de Panamá.

A la memoria de Edward Greenly a los 102 años de la publicación de The Geology of Anglesey en 1919 y al cumplirse 70 años de su deceso.



Edgard Greenly por Gertrude Mary Coventry. Óleo sobre lienzo.

Resumen

El texto aborda la problemática del uso de los términos "mélange" y "olistostroma" en la geología de Cuba. Estos términos se introdujeron para describir estructuras geológicas complejas y caóticas, abundantes en el territorio cubano. Sin embargo, su aplicación indiscriminada y sin una definición clara generó confusiones y dificultó la comunicación científica. Los autores citados en el texto (Gansser, Bailey, McCallien,

Flores, Hsü, Abbate, Hoedemaeker, entre otros) fueron pioneros en el uso de estos términos y su influencia se extendió a estudios geológicos realizados en Cuba. No obstante, la falta de rigor en su definición y aplicación llevó a una proliferación de interpretaciones discutibles y, en ciertos casos erróneas y a la necesidad de realizar estudios más detallados para aclarar su significado. El texto enfatiza la importancia de utilizar en la ciencia una terminología precisa y compartida por todos los investigadores, especialmente en campos tan complejos como la geología. En el caso del término "megamelange", se insiste en la necesidad de analizar su origen, su primera aplicación en estudios cubanos y las consecuencias derivadas de su uso, particularmente en regiones geológicamente complejas como el Macizo Metamórfico Escambray. En resumen, se realiza la crítica del uso indiscriminado de términos técnicos en geología y se aboga por una mayor precisión y rigor en la definición y aplicación de conceptos como "mélange" y "olistostroma".

Palabras clave: Origen y aplicación del término "megamelange en la geología de Cuba.

Abstract

The text deals with the problematic use of the terms 'melange' and 'olistostroma' in the geology of Cuba. These terms were introduced to describe complex and chaotic geological structures, abundant in Cuban territory. However, their indiscriminate application without a clear definition generated confusion and hindered scientific communication. The authors cited in the text (Gansser, Bailey, McCallien, Flores, Hsü, Abbate, Hoedemaeker, among others) were pioneers in the use of these terms and their influence extended to geological studies carried out in Cuba. However, the lack of rigour in their definition and application led to a proliferation of debatable and, in some cases, erroneous interpretations and the need for more detailed studies to clarify their meaning. The text emphasises the importance of using precise terminology in science that is shared by all researchers, especially in fields as complex as geology. In the case of the term 'megamelange', it insists on the need to analyse its origin, its first application in Cuban studies and the consequences derived from its use, particularly in geologically complex regions such as the Escambray Metamorphic Massif. In summary, a critique is made of the indiscriminate use of technical terms in geology and a plea is made for greater precision and rigour in the definition and application of concepts such as 'melange' and 'olistostroma'.

Keywords: Origin and application of the term 'megamelange in the geology of Cuba.

A petición de los lectores de la Revista Maya de Geociencias, re-publicamos este artículo de nuevo.

Introducción.

La introducción de los términos melange y olistostroma en Cuba era indispensable en virtud de la abundancia de cuerpos geológicos de estructura desordenada en localizaciones geográficas numerosas y ambientes geológicos diversos; característica atractiva para los estudiosos de tales fenómenos. Y como era de esperarse; de la mano de Gansser, 1974; Bailey and McCallien, 1950, 1953; Flores, 1955, 59; Hsü, 1968; Abbate *et al.*, 1970; Hoedemaeker, 1973 y bajo su influencia, se aplicaron sus conceptos en algunos trabajos regionales por geólogos cubanos (Álvarez-Sánchez, 1975; Cobiella, 1978); o extranjeros (Pszczółkowski, *et al.*, 1975; Kuznetsov, en Konev y Segura Soto, 1979; Piotrowska, 1978; Pszczółkowski y Flores, 1986; Brezsniansky y Jenó, 1992). Sin embargo, emplear términos en la literatura científica sin definir su significado y los límites de su aplicación, es frecuente causa de confusiones y errores de interpretación. Enclaustrados en la literatura suelen citarse y reproducirse sin discusión, y, a veces se necesitan años de impugnaciones y hasta trabajos de terreno para desterrarlos. Cuanto más complicados son los fenómenos geológicos, tanto más es preciso afinar los términos apropiados para su descripción y así satisfacer la necesidad de hacerlos uniformes y comprensibles al público científico a través de propiedades inherentes a la ciencia, tales como la precisión, la neutralidad, la objetividad y la concisión (Santamaría Pérez, 2009).

Aunque la geología es una ciencia destacada por los neologismos; cuando no están justificados, evitarlos es indispensable. Con ese propósito, es conveniente realizar una breve discusión crítica del origen y significado del término megamelange en Cuba; ¿cuando surge? ¿en cuales trabajos se aplicó primero? y las consecuencias derivadas de su empleo; en particular, en el Macizo Metamórfico Escambray de Cuba central; región de la mayor complejidad geológica de toda la cuenca del Caribe.

Origen del término melange.

El término melange se inicia en la geología en la obra de Edward Greenly *The Geology of Anglesey* (1919). Greenly describió mezclas heterogéneas de bloques embebidos en una matriz y creó nuevos términos como *Autoclastic Mélange*, *Gwna Mélange*, *Autoclastic Phyllite-and-Grit Mélange*, que aún suenan familiares a pesar del siglo cumplido desde su formulación y, aunque parte de sus

conclusiones fueron superadas, su obra permanece como ejemplo de consagración y perspicacia científica. La amplia difusión actual del término es opinión que partió del trabajo de K. J. Hsü (1968) en los melanges franciscanos de California, dedicado a definir las reglas para su cartografía y distinción de las olistostromas. A continuación la revisión del concepto persiste por varios autores (Şengör, 2003; Festa *et al.*, 2010; Festa *et al.*, 2012; Wakabayashi, 2008). Medley y Zekkos, 2011 y Wakabayashi y Dilek, 2013; discutieron la complejidad estructural de los melanges en los problemas de la ingeniería. Festa *et al.*, 2010, publicó un excelente y completo estudio de los melanges con nuevos criterios de clasificación. Hoy día la palabra melange cuenta con su propia Torre de Babel geológica, aún no depurada de una sinonimia fatigosa.

Desde la conferencia de Penrose sobre melanges (1978), Silver y Beutner (1980) proponen usar el término solo de manera descriptiva, escoltado por adjetivos que denoten los procesos de formación. Con algo de mayor alcance Swarbrick y Naylor (1980) proponen utilizar la palabra “melange” de forma emergente o provisional mientras no se encuentra un término mejor. Como quiera que melange ya carece de los atributos que le fueron asociados durante muchos años y hace ya tiempo que perdió cualquier significado genético o dimensional; una brecha tectónica, una olistostroma, un cuerpo diapírico, deformados en combinación con recristalización metamórfica, metasomatosis intensa y ciertos tipos de control geotectónico, pueden ser llamados un "mélange"; sin una significación mayor que la de una palabra confortable.

Una breve incursión en la geografía del término megamelange

El prefijo mega es común en geología. En la descripción de objetos geológicos, algunos escritores enfatizan las dimensiones con el afijo y la gramática tolera ciertos términos en la formación de los sustantivos en concesión a la parquedad y economía. Hay muchos ejemplos: Mega-fault breccia (Şengör and Saklın, 2001). Megathrust (Wakabayashi and Dilek, 2013). Megablocks (Dilek *et al.*, 2012). Megabrechas (Festa *et al.*, 2012). En Cuba tenemos: Megacapa (Pszczółkowski, 1986).

Sería bueno conocer, en beneficio de la terminología científica, las razones que determinan y justifican el paso de melange a "mega-melange", ya que no se encuentra una definición de la palabra megamelange ni si posee un creador.

Uso sin definición previa, se reitera en trabajos sobre las grandes cordilleras de Asia Central. En el Tien Shan se describe el mega-mélange Kokshal de 20 x120 km, con "megaclastos" hasta 15-20 km; formado por un collage de 5 complejos; como parte de la sutura Laurasia-Gondwana (Solomovich y Trifonov, 2014) (Dobretsov y Buslov, 2004; Mikhno *et al.*, 2014; Schrtl, 2015). En el Karakórum entre India y Pakistan; en el macizo caledoniano de Borus al W de los Sayanes; en Chagan-Uzun del Altai; se describen unidades llamadas megamelanges (Coward *et al.*, 1982; Theunissen *et al.*, 2001; Wenjiao Xiao *et al.*, 2001).

¿Será Asia donde se origina el término? No siempre "megamelange" aparece en Asia. Se describen amalgamas denominadas "collages", con melanges en su interior (v. Buckman y Aitchinson, 2004). Williams and Stevens (1974) describen en Terranova el Milan Arm Melange como un megamelange con enormes bloques volcánicos. Wallace (1984) en EEUU refiere un megamelange en la sutura Nevada-Oregon, formado por restos de estructuras heterogéneas.

Pero, al leer estos trabajos y otros que se omiten por evitar redundancia; no encontré la razón de la exaltación de estos mélanges, desde su inicial condición hasta su promoción en la escala de tamaños para convertirse en “megas”. No obstante, es claro del breve repaso anterior, el empleo de megamelange en la descripción de superunidades en zonas de colisión o de sutura; amalgamadas en collages tectónicos o diapíricos. Super-unidades indistintamente formadas por arcos volcánicos, prismas de acreción, microcontinentes melanges ofiolíticos; etc.; o sus restos. Por tanto y, en conclusión: melanges.

Sin acotación precisa y definición clara en la palabra megamelange se aprecia su sentido confuso. No circunscribe categoría genética alguna, ni refiere un concepto dimensional, ni define un significado científico específico de uso general, más allá del alcance del termino primario: melange. Tampoco parece obedecer a reglas llamar a un melange megamelange por su extensión geográfica, hecho que al fin depende del afloramiento, o dimensiones de los bloques; lo que parece esforzarse en sugerir la palabra. El Melange Franciscano de California, con enormes bloques, parece no calificar para merecer esta distinción en ningún trabajo que he visto. Ni el Melange de Puerto Nuevo en la península Vizcaíno (Moore, 1986). Tampoco el Melange Lichi de la Cordillera

de la Costa de Taiwán (Chung-Pai *et al.*, 2000), en la falla entreplacas de Eurasia y Las Filipinas, compuesto de bloques kilométricos en una matriz arcillo-escamosa.

Evidentemente en un melange sus características, no dependen de teorías o leyes geológicas o lógicas. Es por tal causa que suele llamárseles complejos caóticos. Caos es la palabra que pone de acuerdo al 100% de los geólogos. Aceptada tal premisa prácticamente por todos ¿se aplican los términos alternativamente a lo relacionado con las dimensiones de los bloques, composición de la matriz, contexto geotectónico; o a su extensión geográfica? Sin una justificación clara y explícita de las razones de su empleo; megamelange es, o una etimología redundante o un ejercicio terminológico con algo de libertinaje.

Impacto en la ingeniería.

Abusar de la terminología puede que no tenga mas graves consecuencias que una polémica de gabinete o un fuego cruzado, entre académicos y teóricos de diversas parroquias en revistas geológicas. Al fin, un incidente mas de la frontera entre ciencia y especulación. Sin embargo, existe un mundo real donde es general la firme y generalizada creencia de que la geología debe servir para resolver problemas prácticos y satisfacer necesidades humanas.

Como sentencian Medley y Zekkos (2011) "*Aunque los melanges son emocionantes, desconcertantes y controvertidos para los geólogos, son los geopracticos y contratistas quienes deben trabajar con ellos para diseñar las obras construidas por la sociedad*".

Un ejemplo de las consecuencias en el mundo real se puede apreciar en las diferencias entre la cartografía geológica regional, destinada a la confección de mapas geológicos y el tratamiento de los melanges en la ingeniería, respecto al tamaño y condiciones mecánicas de los bloques del melange, entre otros numerosos parámetros (Figura 1), esencialmente importantes durante la construcción.

¿Cuáles serían los criterios aplicables para la distinción entre melange y megamelange en la practica humana y los posibles beneficios? Lo cierto es que, a pesar de la falta de criterios y definiciones; las quejas de los ingenieros y las discusiones académicas y hasta filosóficas; hasta hoy no se consigue descalificar las descripciones superdetalladas, conclusiones genéticas, clasificaciones precisas y aún aproximaciones cuantitativas cercanas a la estadística que

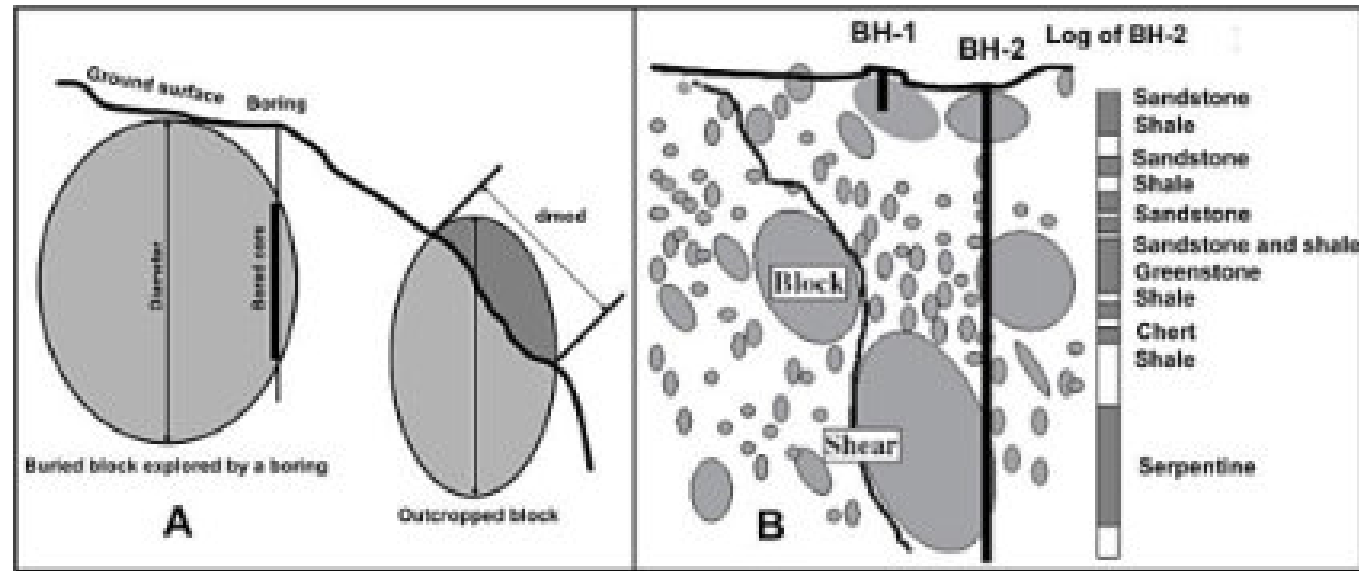


Figura 1. A- En un afloramiento, un bloque tiene un tamaño aparente d_{mod} , la dimensión máxima observada. En una perforación, el tamaño del bloque está aparentemente indicado por la línea recta que une los extremos de un arco. La longitud de la intersección entre la perforación y un bloque. Sin embargo, solo en raras ocasiones un d_{mod} o una línea que une los extremos son equivalentes al "diámetro" real o dimensión máxima de un bloque. (Según Medley (2002). B- Las intersecciones en núcleos rara vez indican tamaños de bloque verdaderos, o formas, orientaciones o distribuciones. Notar que las cizallas en la matriz se configuran tortuosamente alrededor de los bloques. La secuencia de arenisca-esquisto en el núcleo no son "esquistos y areniscas intercalados". La yuxtaposición improbable de rocas (por ejemplo, esquistos verdes y lutitas) sugieren fuertemente un melange. (Según Medley, 1994. Figuras 6 y 7, en Medley y Zekkos, 2011).

lleen la literatura. Algo que parece inevitable y corresponde con la naturaleza de ciertos capítulos de la geología en su estado actual, que todos tenemos la tendencia de tolerar, sin que podamos establecer fronteras entre la especulación disciplinada y honesta y el disparate.

Al tomar en cuenta factores como el afloramiento, el relieve, la vegetación, la red fluvial y la meteorización; la realidad económica de la cartografía en áreas grandes; hace insostenible obtener valores precisos, estadísticamente ordenados por clases, de las dimensiones de bloques bajo la superficie, su densidad respecto a la matriz y la frecuencia de los cambios de composición de los bloques. Puestos los geólogos ante la necesidad de recursos técnicos resolutivos, de los que nunca se dispone o que nunca se completan y la alternativa de cometer un error, consciente pero aproximativo; se acepta la probabilidad del error. Tal selección suele motivarse generalmente por la esperanza optimista de que el progreso solucionará por sí mismo los problemas y el futuro se encargará de justificar el riesgo asumido.

Megamelange en Cuba oriental.

Extensos afloramientos del Cinturón Ofiolítico de Cuba se encuentran en el extremo oriental de la Isla, en las regiones de las Sierras de Nipe, Cristal y Purial; extendidos a lo largo de 180 km con un ancho de 30 km (Knipper y Cabrera, 1974). Varios estudios en el terreno caracterizan esta región (Knipper y Puig, 1967; Nagy *et al.*, 1976; Brezsnysanszky y Jeno, 1992). Un lugar notable ocupa el trabajo realizado por Myron T. Kozary (1968). Kozary sostuvo una interpretación conservadora de la estructura tectónica, pero se le deben valiosas observaciones sobre las variedades heterogéneas de las rocas ultramáficas y los mecanismos de emplazamiento, entre ellos el diapirismo en frío de las serpentinitas, las variedades sedimentarias y las distinciones entre tectonitas. Kozary no empleó el término melange sino que lo rechazó, aunque sus mapas y perfiles pudieron animarlo perfectamente a emplearlo. En el excelente trabajo de Knipper y Puig (1967) se discute ampliamente la interpretación del emplazamiento frío de las serpentinitas bajo el nombre de protrusiones, con numerosos reconocimientos a la obra de Kozary y unos años después Knipper y Cabrera (1974) introdujeron el término precursor "brecha tectónica gigante". Es en el

informe de Pentelenyi *et al.*, 1988 donde surge el término mega-melange. Según nuestras fuentes, es la región donde primero aparece el término en Cuba, aplicado a las ofiolitas tectonizadas de la Zona Auras de la región de Holguín. Algo más tarde Brezsnysanszky y Jeno (1992) introducen una terminología basada en el tamaño de los bloques inmersos en el melange (Tabla I), el grado de tectonización y la composición de la matriz. De este modo dividen el melange en tres clases; cada uno de ellos con diferente grado de participación, en tres mantos principales de corrimiento superpuestos.

De acuerdo a lo ya dicho; tal estadística podría aproximarse a la realidad mediante la aplicación de ingentes medios técnicos y geofísicos; en tal grado de densidad y detalle que desde el punto de vista económico, serían inusitados y hasta prácticamente imposibles en la cartografía geológica a escalas medias, incluso en las detalladas. Tales dispendios solo se ven en la exploración de minerales valiosos y en complicadas obras de ingeniería. Las divisiones de elementos constituyentes, agrupadas en clases (mezclas ofiolíticas puras, olistostromas deformadas y wildflysch); son entonces solo estimaciones descriptivas

Clases del megamelange	Dimensiones de los bloques
Macromelange	El tamaño de los bloques entre 2-10 km de extensión
Mesomelange	El tamaño de los bloques entre cientos de metros hasta 1.2 km
Micromelange	El tamaño de los bloques no sobrepasa 200 m.

Tabla I. Formaciones tectogenéticas de la Zona Auras, según Brezsnysanszky y Jeno, 1992.

de valor general, en la misma región y no conceptos definidos por su valor para ser aplicables fuera de la región. Esta es una razón más de la vanidad del término megamelange.

Sin restar mérito al producto de un trabajo serio y científicamente honesto; en mi opinión se trata de un recurso, cuya utilidad facilitaba a los autores exponer los datos, respecto a como dichos datos son interpretados por ellos. Esto sin excluir de que se trate de un intento, explícito o no, de crear una definición general que finalmente no se concretó. De lo que no cabe duda es que el factor principal en la decisión de introducir el término megamelange, fue determinado por la categoría subjetiva de tamaños y el interés de que este factor fuera la premisa de la justificación del término.

¿Mega-mélange en el Macizo Metamórfico Escambray de Cuba central?

La Expedición checoslovaco-cubana Escambray I (Stanik *et al.*, 1981) introdujo en el Escambray el concepto de melange. Diferenciaron un melange de matriz serpentinitica, con bloques de esquistos cristalinos y el "manto de cabalgamiento superior", interpretado como un melange de escamas meta-terígeno-calcáreas jurásicas de alta presión; gravitando sobre las unidades menos metamórficas subyacentes y limitado en su base por el melange serpentinitico. Sin objetar el concepto, en esencia correcto, de manto superior del Escambray; la supuesta estructura de melange no obtuvo suficientes

pruebas durante Escambray I y pasó a formar parte de los problemas de la expedición Escambray II de 1981-86 [Dublan y Álvarez-Sánchez (edit.) *et al.*, 1986].

Con el fin de ganar claridad en el problema, a pesar de haberse cumplido la cartografía de la región norte de la Cúpula de Trinidad a escala 1:50,000, se realizó una re-ambulacion detallada en 1983 y en 1984, Millán y Álvarez-Sánchez realizaron una revisión adicional de la totalidad de dicha región.

Durante 1991-92, Millán y Álvarez-Sánchez (1992, *ined.*), cartografiaron unos 700 km² de la esquina SW de la Cúpula de Trinidad; con su borde W y S ocupado por la unidad llamada por Stanik *et al.*, 1981 "el manto de cabalgamiento superior", equivalente en parte de la región norte de la Cúpula de Trinidad. Como resultado, confirmamos la continuidad de la composición del manto tectónico superior; compuesto por las Formaciones Loma La Gloria (metaterígena) y Cobrito (calcárea) del Jurásico Inferior al Cretácico Inferior; en cuya sección en esencia participan metabasitas eglogíticas y otras metavulcanitas nativas, esquistos poliminerale Algarrobo y otros esquistos cristalinos también nativos. Un complejo estratigráfico constante y estable, para ambas cúpulas metamórficas del macizo Escambray, llamado Nappe de tipo Monforte (Álvarez-Sánchez, en Millán y Álvarez-Sánchez, 1992), nombre derivado del Klippe Monforte (v *et.* Millán, 1997, Figura 2). Por añadidura, una buena oportunidad para recordar, en justicia, que "Klippe Monforte" es un

rebautizo de "Lomas de San Juan" de Stanik *et al.*, 1981; interpretada por la Expedición Escambray I como un klippe, "formado por una placa de mármoles de la f. San Juan casi completamente rodeada por la f. Yaguanabo más joven que aflora en un nivel debajo de los mármoles" (Epígrafe 2.1.1.4. El problema de la estratigrafía invertida. Stanik *et al.*, 1981).

La síntesis de estas investigaciones sobre el terreno, unidas con los resultados de las campañas de cartografía de las dos cúpulas metamórficas, durante más de 20 años [Millán, 1978; Millán y Myczynski, 1978; Millán y Somin, 1981; Millán y Somin 1985a y 1985b; Dublan y Álvarez-

Sánchez *et al.*, 1986; Millán Trujillo, 1990; Millán y Álvarez Sánchez, 1992; Millán, 1997]; no confirmaron la interpretación de que la unidad tectónica superior, con su corte estratigráfico estable, efectivamente descansando sobre el resto de todas las unidades del Escambray, pudiera denominarse "un melange".

Poco antes del inicio del 2000; comienzan a publicarse trabajos sobre el Escambray por un grupo de académicos, quienes prestan especial atención a la petrología metamórfica y, de paso, a la cuestión de los melanges. El primero de estos trabajos, me conduce directamente a la cuestión principal del presente artículo y se debe a K. P. Stanek (Stanek, 1998, *n. v.*); quien introduce una división

El volumen y tema del presente artículo no permiten una discusión detallada de las tesis de Stanek *et al.*, 2006 (ver Álvarez-Sánchez y Bernal, 2008); pero unas observaciones sucintas son posibles: Stanek (2006), aún a pesar de su aparente neutralidad con sus numerosas menciones contextuales de nombres de formaciones; descartó la sucesión litoestratigráfica del Escambray (Millán y Somin, 1981; Millán y Somin, 1985ab) como base de su construcción de nappes, bajo pretextos formalistas. Omitieron la presencia de varias formaciones cretácicas del Grupo La Sierrita (Los Cedros, Yaguanabo y La Sabina) (Álvarez-Sánchez y Millán, 1992 y en Huelves Alonso, 2013) afloradas dentro de los límites de una ventana tectónica delimitada en la culminación del centro de la Cúpula de Sancti Spiritus (Figura 3).

En consecuencia demarcaron una extensión irreal de los nappes Pitajones y Gavilanes en una imagen incoherente dentro de unos límites que carecen de realidad física en esta región. Mezclaron las unidades 3 y 4 de Millán (1997) en la unidad Gavilanes y así se vieron precisados a establecer límites por fallas inexistentes de sus contactos naturales y crearon una mezcolanza de los melanges de serpentinitas con bloques de eclogitas, con otras unidades

de eclogitas nativas derivadas de metabasitas autóctonas, sumadas a serpentinitas sin bloques cristalinos, existentes en el Escambray. De manera que como, resultado de lo anterior el nappe Pitajones resulta ser mucho más próximo a un melange que el nappe Gavilanes; resultado del cual Stanek probablemente ni se percató. Como epílogo, la idea de que la llamada Unidad Gavilanes de Stanek *et al.* 2006 consiste de un mélangé, está tomada al pie de la letra de Stanik *et al.*, 1981, sin que pueda encontrarse el debido reconocimiento a los autores de dicho concepto.

A lo sostenido por Stanek (2006) y también por otros (*e. g.* Hattori y Guillot, 2007; Iturralde-Vinent, 2011, 2012) contribuyen en gran medida varios rasgos notables de la estructura que no son privativos del manto superior. Entre ellos: El mal tratamiento en la literatura de las serpentinitas. denominando a todos sus cuerpos como melanges. En el Escambray existen cuerpos de serpentinas con bloques de esquistos cristalinos; bien caracterizados como el "Melange Los Guapos" (Álvarez Sánchez y Soucek, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986); con el aspecto de "diapiros" que irrumpen a presión a través del manto superior. Otras son masas de antigorititas que

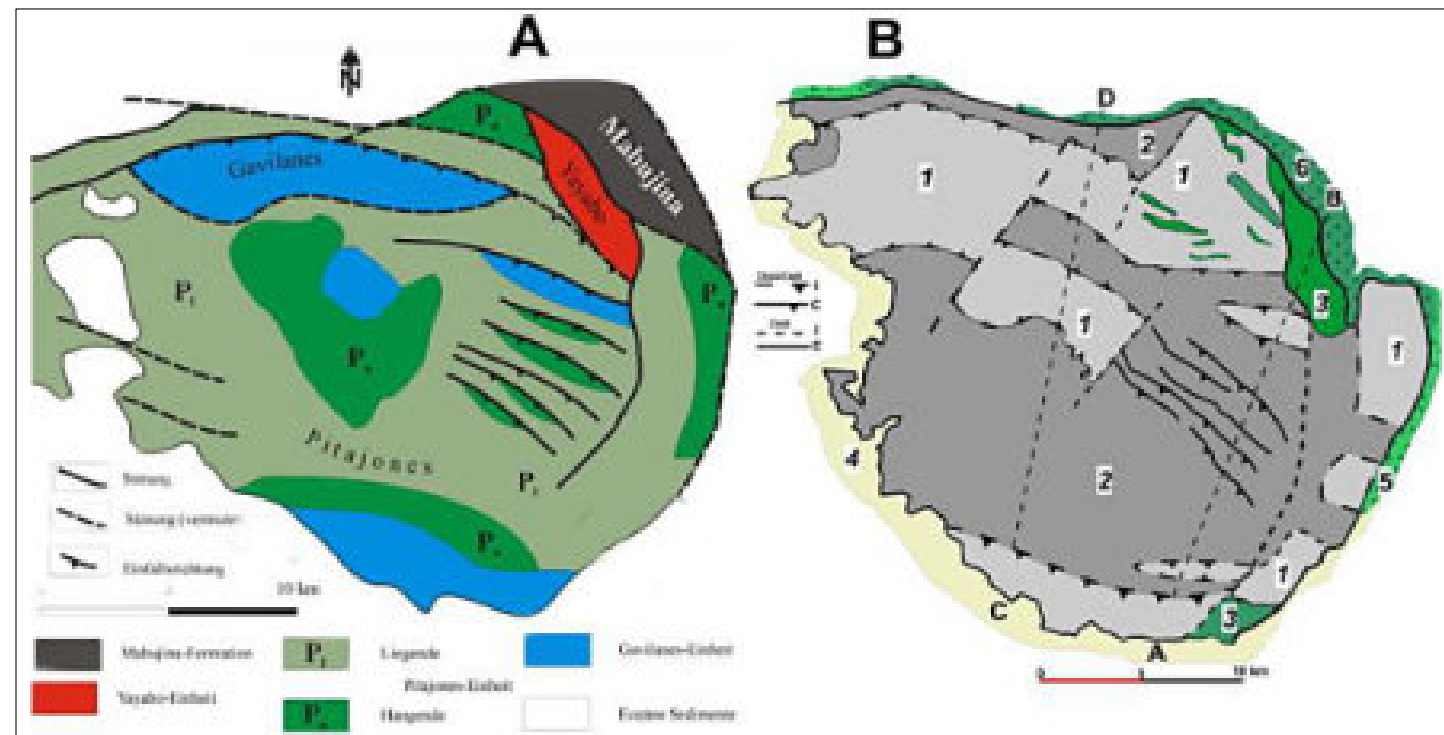


Figura 2. A: Mantos tectónicos de la Cúpula de Sancti Spiritus según Stanek, 1998. Negro: Formación Mabujina. Rojo: Unidad Yaguanabo. Azul: Unidad Gavilanes. Verdes: Unidad Pitajones. P_u : Colgante. P_1 : Yacente. Blanco: Sedimentos eocenos. *Störung*: Falla. *Störung vermuten*: Falla supuesta. *Einfallsrichtung*: Dirección del buzamiento. (tomado de la Figura 1.4 de Grevel, 2000). B: Mantos tectónicos de la Cúpula de Sancti Spiritus en otra versión de Stanek *et al.*, 2006, 8 años después. 1. Unidad Gavilanes. 2. Unidad Pitajones. 3. Unidad Yaguanabo. 4. Sedimentos del Cretácico tardío-Mioceno. 5. Arco de Islas Cretácico. 6. Unidad Mabujina (Simplificado de la Figura 4 de Stanek *et al.*, 2006).

de mantos tectónicos en la Cúpula de Sancti Spiritus (oriental) (Figura 2) y parece ser el primero de este grupo en retomar el termino "melange" para las unidades de la coraza superior de mayor grado metamórfico de presión. En efecto. En Grevel (2000, pag. 6) se hace claro en una cita de comunicación personal de Stanek: "Las zonas colgantes de la unidad de Pitajones se intercalan con la

unidad de Gavilanes, que es una zona de mélangé tectónica. En un basamento de esquistos de cuarzo y mica carbonatada, facies de eclogita y esquistos azules, aparecen serpentinitas, esquistos de talco y esquistos de mica granate como cuerpos tectónicamente limitados. Este mélangé tiene una anchura de unos 3 km (Fig. 1.4).....(Stanek, com. pers.)".

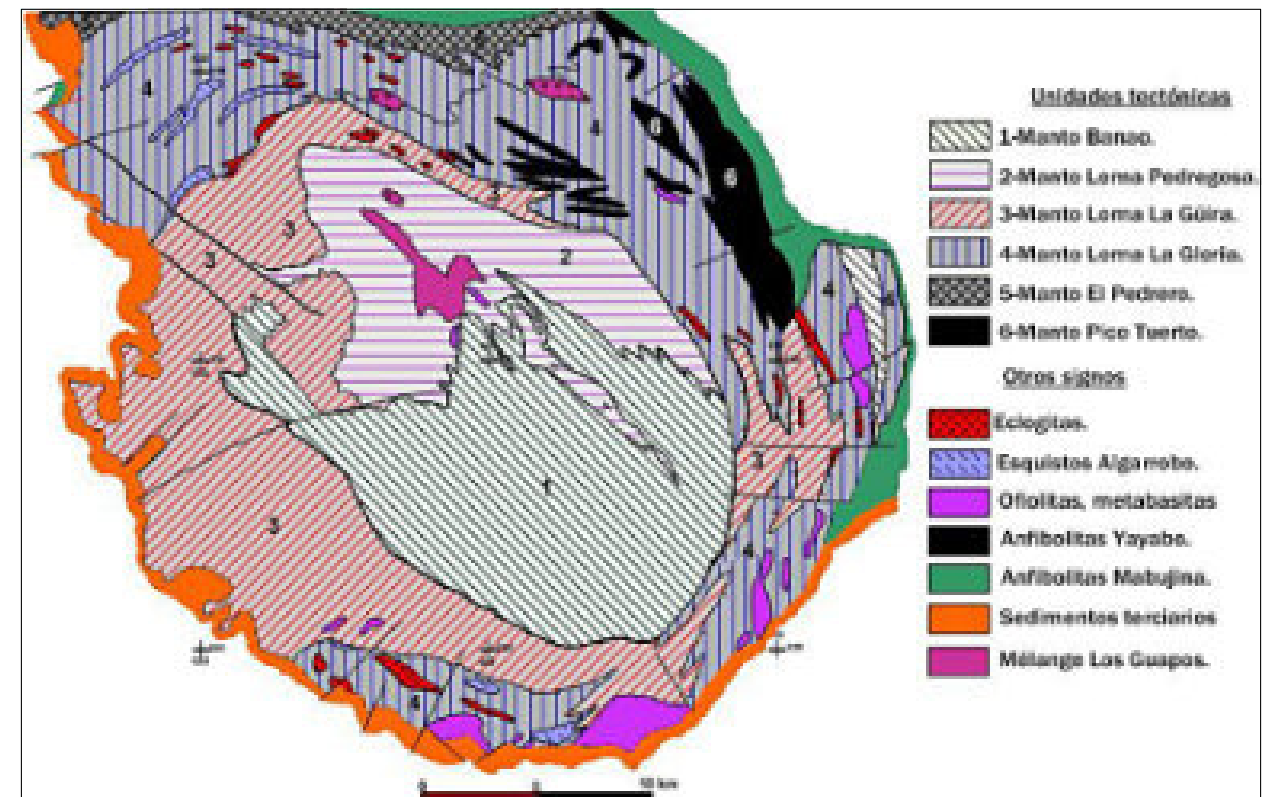


Figura 3. Esquema de los mantos tectónicos principales de la Cúpula de Sancti Spiritus, Macizo Metamórfico Escambray; delimitados sobre la base del Mapa Geológico Oficial 1:100,000 del Instituto de Geología y Paleontología (Según Álvarez-Sánchez y Bernal, 2008).

carecen de bloques de cualquier clase o solo de metasomatitas y yacen en la frontera tectónica de la base del manto superior; como es el cuerpo de Loma de Los Guaos de la Cúpula de Trinidad (Figura 4). Otros cuerpos de serpentinitas solo contienen bloques de metabasitas sin ninguna clase de bloques cristalinos; que son "formaciones rotas" o, inclusive conservando una estratificación magmática ofiolítica primaria. Es decir, tres clases de cuerpos de estructura y composición diferente. A los que

se suman las serpentinitas identificadas por Hill (1959) derivadas de cuerpos de metagabros de composición prácticamente ultrabásica, de posición tectónica equivalente a la de cualquiera de los restantes cuerpos de serpentinita.

En localidades innumerables en ambas cúpulas se producen inyecciones a presión de serpentinitas, fluyendo hacia el interior de fallas y hasta pequeñas grietas de plumaje, entre secciones coherentes de una misma

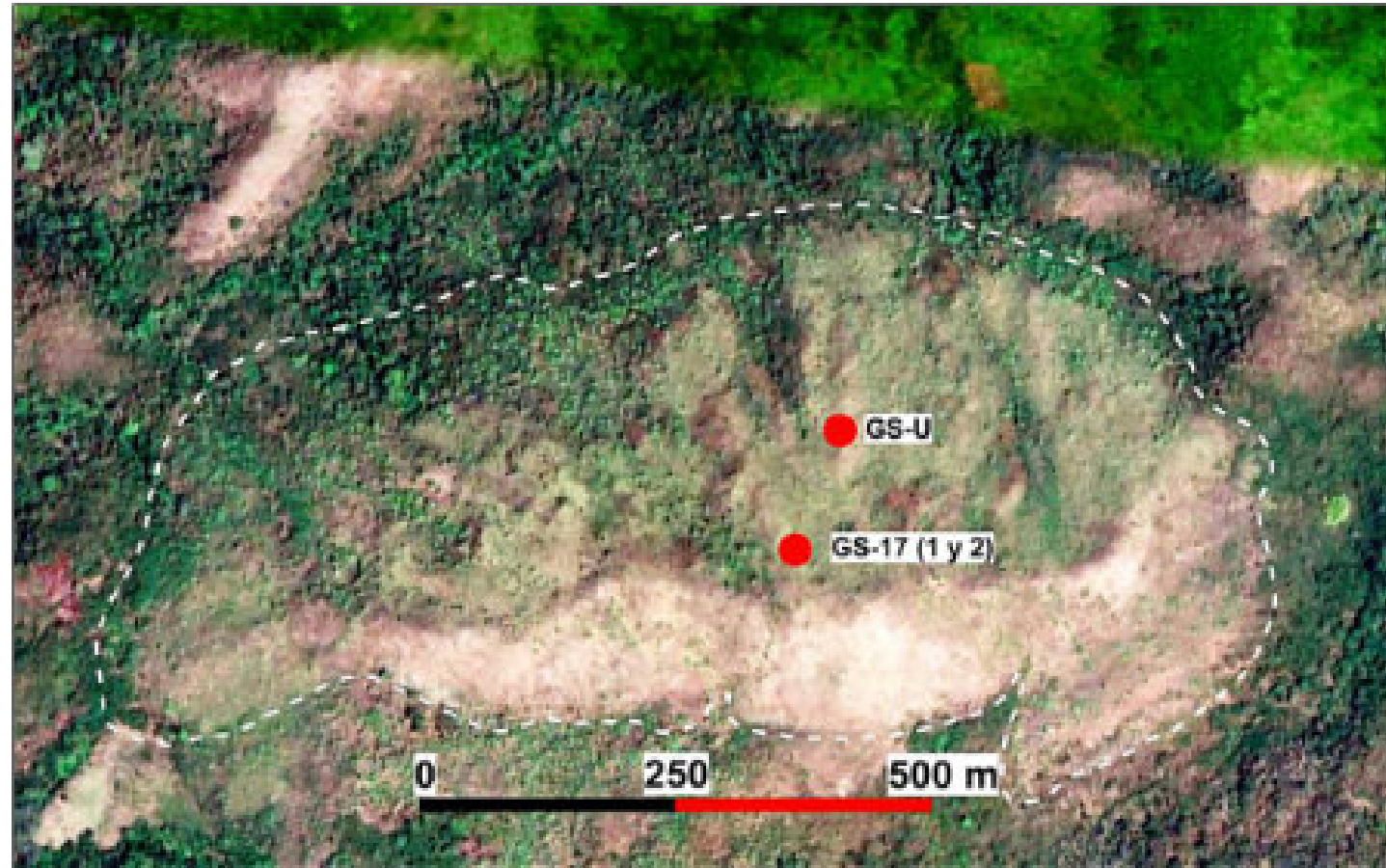


Figura 4. Serpentinitas de Loma de Los Guaos, al NE de la Cúpula de Trinidad, formado por antigorititas masivas, yacentes en la frontera tectónica entre la Unidad 3 de Orden Superior de Millán (1997), o la Unidad Carlota de Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986; o el "manto de cabalgamiento superior", de Stanik *et al.*, 1981 y la Unidad 2 de Orden Superior de Millán; o Unidad Tectónica Crucecitas de Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986; al sur. (Las muestras son de MacDonald, 1977). (Foto de Google Earth).

formación, sin que ello determine alguna pérdida en la continuidad del corte estratigráfico. Esos casos, terminan por convencer a muchos, sin la suficiente experiencia en el Escambray, que se encuentran en presencia de alguna clase de melange.

Campos densos de fallas sintéticas que dan una apariencia "desordenada" a escamas tectónicas de metacarbonatos frágiles en contacto con metaterrígenos dúctiles, en

sectores multiplegados. Los metacarbonatos fragmentados por cizalla; en las condiciones de un mal afloramiento dan el aspecto de falta de continuidad. Pero los cortes profundos de ríos y las perforaciones no confirman que se trate de un melange, sino en todo caso una "formación rota" y solo por sectores. Localidades pueden observarse en la región de La Carlota, en la Cúpula de Trinidad.

Ahora bien. ¿Empleó Stanek el término megamelange? No en Stanek *et al.*, 2006. Pero al parecer sí en Grevel *et al.*, 2006, apenas meses después. En el último trabajo que estuvo a mi disposición (Stanek *et al.*, 2018) se puede encontrar un par de frases bastante confusas. Una donde se llama a la Unidad Gavilanes "una mezcla similar a un melange de rocas sedimentarias e ígneas derivadas de un margen pasivo con láminas exóticas de corteza oceánica y serpentinita". La otra referida a las profundidades de enterramiento "para varias partes de esta megamelange".

En términos de la imprecisión de los conceptos, la tesis sostenida por Stanek y asociados se encuentra en un nivel de posible aceptación, en contraste con los extremos a los que llegan Hattori y Guillot (2007) al caracterizar a la totalidad del Macizo metamórfico Escambray como un melange.

Ningún comentario por mi parte en cuanto a discutir la forma en que escribe cada cual y consigue, enfatizar la intrascendencia de las palabras que utiliza. Mi preocupación por el uso riguroso de los términos es probablemente estéril, ya que en el fondo quizá no tenga importancia alguna el uso de las palabras en geología cuando se usan sin un significado circunscrito y conciso. Y porque no representen algo concreto en términos de la realidad de la estructura o por causa de un acuerdo implícito de no prestar importancia alguna al peso de las palabras. Lo cierto es que desde mi percepción del problema la relación entre ciencia y lenguaje no es posible eliminarla del problema de demarcación entre ciencia y no-ciencia

Conclusión final.

¿Qué es al fin un megamelange? En mi indagación sobre el significado de esta palabra en la literatura sobre los melanges y sin ocultar mi desagrado por su futilidad, encuentro su carencia de algún significado científico particular. Me parece un ocioso e innecesario ejercicio semántico en la ciencia geológica cuyo uso depende de preferencias de cada cual. Y lo interpreto como producto del afán, común entre muchos geólogos, de crear neologismos inútiles y la fascinación al utilizar una palabra que pretende definir algo más allá de lo visible; ya sea honestamente o por motivo de sentir una especie de cosquilleo intelectual de novedad.

Identificar y describir una masa desordenada y compuesta de fragmentos heterogéneos como un melange, requiere cautela y gran volumen de información. De forma adicional

es necesario autodisciplina; porque basta con llamar melange o megamelange a un objeto de apariencia geológicamente desordenada cediendo a la tentación y obtener aceptación general del público escaso de práctica y experiencia; ya que la palabra posee un cierto ingrediente cautivador, sugestivo y atrayente en la geología.

Interpretar cuerpos aflorados como melanges, sin serlo, puede causarse por cartografía incompetente, entendimiento erróneo de la tectónica de fractura y estimados erróneos de las relaciones entre cuerpos rocosos. Otra posibilidad, es dar por correctas explicaciones previas (*magister dixit*) sin examen crítico ni conocimiento del terreno. Así que, deslizarse de la necesidad y conveniencia hacia la inutilidad y la confusión, es frecuente. El uso impreciso de conceptos puede transformar las palabras en redundancias sin contenido o en metáforas falsas. Así puede ocurrir con el término megamelange.

No hay como justificar en la ciencia el abuso de términos ambiguos e indefinidos. O la geología acepta los requisitos del lenguaje científico, como ciencia respetable, o no los cumple, en cuyo caso se trata de pseudociencia. La excesiva abundancia de términos inexactos, especulativos, condicionales y supuestos en los escritos geológicos, demuestra la inmadurez de la ciencia sobre ciertos problemas o las insuficiencias de los redactores de las descripciones. Los geólogos son los científicos que más necesitan un manejo riguroso del lenguaje y no existe razón para que tal exigencia no se refleje en la descripción de los fenómenos geológicos.

Referencias

- Abbate, E, Bortolotti, V y Passerini, P, 1970, Olistostromes and olistoliths. Sedimentary Geology, Volume 4, Issue 3, p. 521-557.
- Álvarez Sánchez, H., 1975, Estratigrafía de la parte Occidental de la llanura costera y piedemonte de la Provincia de Pinar del Río. Cuba. Arch. Inst. de Hidroec. P. del Río, 49 págs. 17 figs. 1 map. (inédito).
- Álvarez-Sánchez, H. F. y Bernal, L. R., 2008, Dilemas en la litoestratigrafía y el metamorfismo en la tectónica de mantos del Macizo Metamórfico Escambray. En Academia edu. 35 págs. 17 figs.
- Bailey, E. B., and W. J. McCallien, 1950, The Ankara Mélange and the Anatolian Thrust. Nature. volume 166, pages 938-940 (1950).
- Bailey, E. B., and McCallien, W. V., 1953, Serpentine lavas, Ankara Mélange and the Anatolian Thrust. Transactions of the Royal Society Edinburgh, 62, 403-442.
- Brezsnyanszky, K., y Jeno, B., 1992, El Mélange Ofiolítico de Holguín y sus características estructurales. En Contribución

a la Geología de Cuba Oriental, IGPACC, La Habana. Ciencias de la Tierra y el Espacio. 1992. No. 20.

Buckman, S., Aitchison, J. C., 2004, Tectonic evolution of Paleozoic terranes in West Junggar, Xinjiang, NW China. In: Malpas, J., Fletcher, C.J., Aitchison, J.C. (Eds.), Aspects of the Tectonic Evolution of China.: Geological Society, Special Publication, London 226, 101-129.

Cobiella Reguera, J., 1978, Una mélangé en Cuba oriental. La Minería en Cuba, Vol. 4, No 4, 46-51.

Coward, M. P., Jan, M. Q., Rex, D., Tarney, J., Thirlwall, M., and Windley, 1982, Geo-tectonic framework of the Himalaya of N Pakistan. Journal of the Geological Society, 139, 299-308, 1 May 1982.

Chang, Chung-Pai; Angelier, J., Huang, Chi-Yue, 2000, Origin and evolution of a mélangé: The active plate boundary and suture zone of the Longitudinal Valley, Taiwan. Tectonophysics 325 (1) :43-62 · October 2000.

Dilek, Y., Festa, A., Ogawa, Y., and Pini, G. A., 2012, Chaos and geodynamics: Mélanges, mélangé-forming processes and their significance in the geological record. Tectonophysics 568–569, 1–6. Special Issue. (in L. Jolivet, M. Liu, F. Storti, H. Thybo and A. Yin).

Dobretsov, N. L. & Buslov, M. M., 2004, Serpentinitic Mélanges Associated with HP and UHP Rocks in Central Asia. International Geology Review. Volume 46, 2004 - Issue 11.

Dublan, L., Álvarez-Sánchez, H. (Editores), 1986, Dublan, L., Álvarez-Sánchez, H. Mlcoch, B.; Mañour, J.; Lledíaz, P.; Molak, B., Vázquez, C.; Snopkova, P.; De los Santos, E., Soucek, J.; Pérez, M.; Mihailova, A.; Bernal, I.; Zoubek, J.; Ordoñez, M.; Soucek, J.; Morousek, J.; Svetska, J.; Marshall, W.; Pérez-Conde, R.; González, E.; Rodríguez, R., 1986, Informe Final del levantamiento geológico y evaluación de los minerales útiles en escala 1:50,000 del Polígono CAME-I, Zona Centro. Centro Nacional del Fondo Geológico. La Habana. 1,402 Págs. 250 mapas. (Inédito).

Festa, A., Pini, G. A., Dilek, Y., Codegone, G., 2010, Mélanges and mélangé-forming processes: a historical overview and new concepts. International Geology Review. Vol. 52, Nos. 10–12, pp 1040–1105.

Festa, A., Dilek, Y., Pini, G. A., Codegone, G., Ogata, K., 2012, Mechanisms and processes of stratal disruption and mixing in the development of mélanges and broken formations: Redefining and classifying mélanges. Tectonophysics (2012), doi:10.1016/j.tecto.2012.05.021.

Flores, G., 1955, Discussion in Beneo, E (1955): Les resultats des études pour la recherche pétrolifère en Sicily. Proc. IV World Petroleum Cong. Rome Sec. 1/A& Boll. Soc. Geol. Ital. (1956), 78: 1-26 (109-124).

Flores, G., 1959, Evidence of slump phenomena (olistostrome) in areas of hydrocarbon exploration in Sicily. 5th World Petroleum Congress, 30 May-5 June, New York, USA (WPC-8013). Proc. Sec. 1., pags. 259-275.

Gansser, A., 1974, The ophiolite mélangé: A world-wide problem on Tethyan examples: Eclogae Geologicae Helvetiae, v. 67, p. 479–507.

Greenly, E., 1919, The Geology of Anglesey. Memoirs of the Geological Survey. England & Wales. Jan Truscott and Son, Ltd. London. 444 pp.

Greenly, E., 1919, The Geology of Anglesey. Memoir of the Geological Survey of Great Britain, 2 vol. HMSO, London. 980p.

Grevel, C., 2000, Druck-und Temperaturentwicklung der metamorphen Deckeneinheiten des Escambray Massives, Kuba (Pressure and temperature history of the metamorphic nappes of the Escambray Massif, Cuba). Unpublished Dr. rer. nat. Thesis, Ruhr-Universita't Bochum, Germany.

Grevel, C., Maresch, W. V., Stanek, K. P., Grafe, F. and Hoernes, S., 2006, Petrology and geodynamic significance of deerite-bearing metaquartzites from the Escambray Massif, Cuba. Mineralogical Magazine, October 2006, Vol. 70(5), pp. 545–564.

Hattori, K. and Guillot, S., 2007, Geochemical character of serpentinites associated with high- to ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Alps, Cuba, and the Himalayas: Recycling of elements in subduction zones. Geophysics, Geosystems. Volume 8, Number 9. Q09010. ISSN: 1525-2027.

Hill, Patrick. A., 1959, Geology and structure of the north-west Trinidad Mountains, Las Villas Province, Cuba. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 70, p. 1459-1478. Baltimore.

Hoedemaeker, Ph. J., 1973, Olisthostromes and other delapsional deposits and their occurrence in the region of Moratalla (Province of Murcia, Spain). Scripta Geol., No. 19, 207 págs. Leiden, Rijksmuseum van Geologie en Mineralogie.

Hsü K. J., 1968, Principles of melanges and their bearing on the Franciscan Knoxville Paradox. Geol. Sec. of Am. Bull. V. 79, pp 1063-1074, 2 figs, 2 pls.

Huelves Alonso de, J. et al., 2013, Léxico Estratigráfico de Cuba. Tercera versión. Inst. de geol. y Paleont. Serv. Geol. de Cuba. La Habana. Cuba. ISBN: 978-959-7117-58-2.

Iturralde-Vinent, M. A., (Editor), 2011, Compendio de Geología de Cuba y del Caribe. Primera Edición. DVD-ROM. Editorial CITMATEL, La Habana, Cuba.

Iturralde-Vinent, M. A. (Editor), 2012, Compendio de Geología de Cuba y del Caribe. Segunda Edición. DVD-ROM. Editorial CITMATEL, La Habana, Cuba.

Knipper, A. L., y Puig, M., 1967, Protrusiones de las serpentinitas en el Noroeste de Oriente. Rev. De Geol. Año I. No. 1. p.182-187.

Knipper, A. L. y R. Cabrera, 1974, Tectónica y geología histórica de la zona de articulación entre el miosinclinal y el eugeosinclinal y del cinturón hiperbasico de Cuba. Contribución a la geología de Cuba. Publicación Especial No. 2, IGP-ACC, pp. 15-77.

Konev, P. N. y Segura Soto, R., 1979, Presencia de Olistostromas en la Región Varadero. La Min. en Cuba. No.4.

Kozary, M. T., 1968, Ultramafic rocks in thrust zones of Northwestern Oriente Province Cuba. AAPG Bull., 52 (12): 2298-2317.

Macdonald, G. C., 1977, A re-evaluation of the serpentinites and serpentized rocks of the Northwest Trinidad Mountains, Las Villas province, Cuba. Carleton University. Thesis. Ottawa.

Medley, E. W., 1994, The Engineering Characterization of Melanges and Similar Block-in-Matrix Rocks (Bimrocks). Thesis. Doctor of Philosophy. University of California at Berkeley. 338 pp.

Medley, E.W., and Zekkos, D., 2011, Geopractitioner approaches to working with antisocial mélanges, in Wakabayashi, J., and Dilek, Y., eds., Mélanges: Processes of Formation and Societal Significance: Geological Society of

America Special Paper 480, p. 261–277, doi:10.1130/2011.2480(13).

Mikhno, Anastasiya, Gao, Xiao-Ying, Korsakov, Andrey 2014, Sulfide associations in diamond-grade dolomitic marble from the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan): Evidence for the sulfide melt presence at the UHP-conditions. 2014 Convention & 11th International Conference on Gondwana to Asia. IAGR Conference Series No. 20, pp.96–98.

Millán, G., 1978, Tectónica y metamorfismo de las secuencias mesozoicas de las montañas del Escambray, Cuba. Tesis del Instituto de Física de la Tierra. Moscú. 134 pp. (en ruso).

Millán, G. y Myczynski, R., 1978, Fauna jurásica y consideraciones sobre la edad de las secuencias metamórficas del Escambray. Acad., de Ciencias de Cuba. Informe Científico Técnico, 80. Págs. 1-14.

Millán, G., y Somin, M. L., 1981, Litología, estratigrafía, tectónica y metamorfismo del macizo de Escambray. Editorial Academia. La Habana. 104 páginas.

Millán, G. y Somin, M. L., 1985 a, Contribución al conocimiento geológico de las metamorfitas del Escambray y del Purial. Reporte de Investigación Nº 2. IGP. Academia de Ciencias de Cuba. 74 Pág.

Millán, G. y Somin, M. L., 1985 b, Condiciones geológicas de la constitución de la capa granito-metamórfica de la corteza terrestre de Cuba. Pub. Esp. Inst. de Geol. y Paleont. La Habana. 83 p.

Millán Trujillo, G., 1990, Evolución de la estructura del Macizo Metamórfico Escambray, Sur de Cuba central. En D. K. Larue y G. Draper (eds.): Transactions of the 12th Caribbean Geological Conference. St. Croix, U.S. Virgin Island., Miami Geol. Soc., pp. 82- 94.

Millán Trujillo, G., Álvarez-Sánchez, H., 1992, Geología del sector de La Sierrita. Cúpula de Trinidad. Macizo Metamórfico Escambray. Instit. Geología y Paleontología, La Habana, Empresa de Geología de Santa Clara, Cuba, 40 pp. (unpubl. Report).

Millán, G., 1997, Geología del Macizo Metamórfico Escambray. En G. Furrázola-Bermúdez y K. E. Nuñez Cambra (edits.): Estudios sobre geología de Cuba. Inst. de Geol. y Paleont. Centro Nacional de Información Geológica. La Habana. Pags. 271-288.

Moore, T. E., 1986, Petrology and tectonic implication of the blueschist bearing Puerto Nuevo melange complex; Viscaíno Peninsula, Baja California Sur, Mexico. In Bernard W. Evans and Edwin H. Brown eds. Blueschists and Eclogites. The Geol. Soc. of Am. Memoir 164.

Nagy, E., Brezenyansky, K., Brito, A., Coutin, D. P., Formell, F., Franco, G. L., Cyarmati, P., Jakus, P., Radócz, Gy., 1976, Texto Explicativo del mapa geológico de la Provincia de Oriente a escala 1: 250,000 levantado y confeccionado por la Brigada Cubano-Húngara entre 1972 y 1976. Inédito. Biblioteca IGP. La Habana. Cuba. 788 pp.

Pentelenyi, L. y L. E. Garces (redactores), 1988, Informe final sobre los resultados del levantamiento geológico complejo y búsquedas acompañantes a escala 1:50 000 en el Polígono CAME-IV, Holguín, 1983-1988, Manuscrito. IGP. La Habana. Cuba.

Pszczółkowski, A.; Piotrowska, K.; Mycznski, R.; Piotrowski, J.; Skupinski, A.; Grodzicki, J.; Danilewski, D. y Haczewski, G., 1975, Texto explicativo al mapa geológico a escala 1:250 000 de la provincia de Pinar del Río. Brigada

Cubano- Polaca, Inst. Geol. Paleont., Minist. Indust. Bas., La Habana (inédito).

Piotrowska, K., 1978, Nappe Structure in the Sierra de Los Órganos, western Cuba. Acta Geol. Polonica, vol. 28, No 1. p 97-170.

Pszczółkowski, A., Flores, R., 1986, Fases tectónicas del Cretácico y del Paleógeno en Cuba occidental y central. Bulletin of The Polish Acad., of Sciences. Earth Sciences. Vol. 34 No. 1.

Pszczółkowski, A., 1986, Megacapas del Maestrichtiano en Cuba occidental y central. Bulletin of the Polish Acad. of Sciences. Vol. 34, No. 1.

Rosental, M. M. y Iudin, P. F., 1961. Diccionario Filosófico. Acad. Ciencias. Moscú, 1961.

Schneider, J., Bosch, D., Monie, P., Guillot, S., García-Casco, A., Lardeaux, J. M., Torres-Roldan, R. L. and Millan Trujillo, G., 2004, Origin and evolution of the Escambray Massif (Central Cuba): an example of HP/LT rocks exhumed during intraoceanic subduction. J. metamorphic Geol., 2004, 22, 227–247.

Schertl Hans-Peter, 2015; Diamonds and the Kokchetav Massif. Acta Geologica Sinica (English Edition), 89 (supp. 2): 81-83.

Sengör, A. M. C and Sakln, M., 2001, Structural rocks: Stratigraphic implications. Paradoxes in Geology. Ueli Briegel and Wenjiao Xiao, eds.

Sengör, A. M. C., 2003, The repeated rediscovery of mélanges and its implication for the possibility and the role of objective evidence in the scientific enterprise, in Dilek, Y., and Newcomb, S., eds., Ophiolite concept and the evolution of geological thought: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 373, p. 385–445. 504 pp.

Silver, E. A., and Beutner E. C., 1980, Mélanges. Geology (1980) 8 (1): 32-34.

Solomovich, L. and Trifonov, B., 2014, Rapakivi granites within Phanerozoic collisional orogens as a possible consequence of continental subduction and following exhumation of the Precambrian crust: Evidences from the Permian Jangart rapakivi in South Tien Shan collisional belt, Eastern Kyrgyzstan. Journal of Asian Earth Sciences 96: 332–343 · December 2014.

Stanek, E., Ching, R., Chaloupsky, J., Suchanek, J., Schovanik, P., Valecka, J., Koverdysnsky, B., Mlcoch, B., Zoubek, J., Vazquez, C., Mañour, J., Vyjidak, B., Holak, J., Prochazka, J., Eisenreich, M., 1981, Informe del levantamiento geológico, geoquímico y trabajos geofísicos, realizados en la parte Sur de Cuba Central, en las Provincias Cienfuegos, Sancti Spiritus y Villa Clara. Centro Nacional del Fondo Geológico. La Habana. Cuba. 555 pags. (Inédito).

Stanek, K. P., 1998, Tektonische Entwicklung der nordwestlichen Karibik-Abriß der Geologie von Kuba. Habilitationsschrift, Freiberg, 145 S.

Stanek, K. P., Maresch, W. V., Grafe, F., Grevel, Ch., Baumann, A., 2006, Structure, tectonics and metamorphic development of the Sancti Spiritus dome (Eastern Escambray Massif, Central Cuba). Geologica Acta. Vol. 4. Nos. 1-2. pp. 151-170.

Stanek, K. P., Maresch, W. V., Scherer, E., Krebs, M., 2018, Born in the Pacific and raised in the Caribbean: construction of the Escambray nappe stack, central Cuba. A Review. European Journal of Mineralogy · July 2018.

Stanik, E., Ching, R., Chaloupsky, J., Suchanek, J., Schovanik, P., Valecka, J., Koverdysnsky, B., Mlcoch, B., Zoubek, J., Vazquez, C., Mañour, J., Vyjidak, B., Holak, J., Prochazka, J., Eisenreich, M., 1981, Informe del levantamiento geológico, geoquímico y trabajos geofísicos, realizados en la parte Sur de Cuba Central, en las Provincias Cienfuegos, Sancti Spiritus y Villa Clara. Centro Nacional del Fondo Geológico. La Habana. Cuba. 555 pags. (Inédito).

Stanek, K. P., 1998, Tektonische Entwicklung der nordwestlichen Karibik-Abriß der Geologie von Kuba. Habilitationsschrift, Freiberg, 145 S.

Stanek, K. P., Maresch, W. V., Grafe, F., Grevel, Ch., Baumann, A., 2006, Structure, tectonics and metamorphic development of the Sancti Spiritus dome (Eastern Escambray Massif, Central Cuba). Geologica Acta. Vol. 4. Nos. 1-2. pp. 151-170.

Stanek, K. P., Maresch, W. V., Scherer, E., Krebs, M., 2018, Born in the Pacific and raised in the Caribbean: construction of the Escambray nappe stack, central Cuba. A Review. European Journal of Mineralogy · July 2018.

Swarbrick, R. E. and Naylor, M. A., 1980, The Katikas mélangé, SW Cyprus. Sedimentology. Vol. 27. Nº. 1.

Theunissen, K., Dobretsov, N. L., Korsakov, A., Travin, A., Shatsky, V., Smirnova, L., Boven, 2001, Two contrasting

petroectonic domains in the Kokchetav megamélange (north Kazakhstan): Difference in exhumation mechanisms of ultrahigh-pressure crustal rocks, or a result of subsequent deformation? Island Arc 9 (3) : 284-303 · December 2001.

Wakabayashi, J., 2008, Franciscan Complex, California: Problems in recognition of mélanges, and the gap between research knowledge and professional practice. ARMA 08-357.

Wakabayashi, J. and Dilek, Y., 2013, Introduction: Characteristics and tectonic settings of mélanges, and their significance for societal and engineering problems. Geological Society of America Special Papers 2011;480;v-x doi: 10.1130/2011.2480(00).

Wallace R., 1984, Faulting Related to the 1915 Earthquakes in Pleasant Valley, Nevada. U. S. Geol. Survey. Professional Paper 1274-A, B.

Wenjiao Xiao, Shu Sun, Jiliang Li and Haihong Chen, 2001, Early Mesozoic collapse of the Late Paleozoic archipelago in south China. Paradoxes in Geology, Ueli Briegel and Wenjiao Xiao, eds. 9 2001 Elsevier Science B.V.

Williams, H., and Stevens, R. K., 1974, The Anciente Continental Margin of Eastern North America. En Burk, C.A. and Drake, Ch. L., (editors), 1974, The Geology of Continental Margins. Springer-Verlag, New York.

SIGNIFICADO GEOTECTÓNICO DE LAS ROCAS ECLOGÍTIAS DE CUBA CENTRAL. (1992)

Álvarez-Sánchez, H.₁; Millán, G.₂; Mainegra, V.₁; Bernal, L.₁; Andó, J.₃

1. Empresa Geólogo-Minera del Centro. Santa Clara. Cuba.
2. Instituto de Geología y Paleontología (IGP) del MINBAS. La Habana, Cuba.
3. Universidad Eötvös Loránd. Budapest. Hungría.

Exordio

En Agosto de 1992 tuvo efecto la 13^{ava} Conferencia Geológica del Caribe en la Provincia de Pinar del Río, Cuba occidental. Para su celebración, los autores del trabajo que prosigue, interesados en la geología de las rocas metamórficas cubanas, presentaron un manuscrito denominado *“Significado geotectónico de las rocas eclogíticas de Cuba central”*. Por causa de circunstancias propias de la época, circulan varias copias sobre este trabajo que difieren entre si, en la estructura del texto, en la amplitud del contenido y en la fecha en la que fueron registradas, hasta el punto en que parecen trabajos con alcances diferentes. En la Biblioteca Digital Cubana de Geociencias (de Ceballos e Iturralde-Vinent) en el renglón 253 aparecen dos versiones bastantes diferentes con el mismo título. Ambas se pueden descargar. Pero solo una de ellas, borrosa, en la que se aprecia con claridad su condición de copia de mecanografía; es la única legítima que concuerda con la entregada a la comisión de la conferencia y pertenece a la fecha de su celebración.

La cuestión del origen de las eclogitas y su estrecho vínculo con los melanges tectónicos ultramáficos fueron abordados por los autores, en aquella época, no sin cierta ingenuidad, ante su categórica complejidad. El paso de los años demuestra que el documento, a pesar de sus considerables defectos, fue uno de los primeros que se redactó para emprender la tarea de establecer las relaciones de las rocas metamórficas de alta presión con las serpentinitas altamente deformadas e intentar una separación de las masas de serpentinitas que se diferencian por su contenido de inclusiones metamórficas de diversas condiciones de presión-temperatura.

Puntualizado lo anterior cabe aclarar que el presente artículo nunca fue publicado. Gracias a la gentileza de la Revista Maya de Geociencias se presenta la versión única y original, sin modificación alguna de su texto que no sea estrictamente necesaria, con la totalidad de sus conclusiones y sus imágenes originales algunas solo redibujadas para su mayor claridad.

Resumen

Se estudian los aspectos petrológicos, posición estructural e implicaciones geotectónicas de las eclogitas y otras metamorfitas asociadas en Cuba central. Al norte de esa región estas rocas yacen sustentadas por un melange ultramáfico probablemente originado en una zona de subducción, formando parte de un antiguo prisma de acreción. Las eclogitas del Escambray se sitúan en un melange ultramáfico, pero generado por la tectonización parcial de una cuenca marginal propia de ese macizo y que ahora se observa en las fronteras entre los nappes. Otras eclogitas del mismo dominio se derivan de gabros y/o basaltos y tienen una posición estratigráfica definida. Tanto las eclogitas sureñas como norteñas pertenecen al tipo de baja temperatura y se asocian estrechamente con glaucofanitas, jadeititas, anfibolitas granatíferas y otras metamorfitas de alta presión. El desarrollo geológico de Cuba central se explica a partir de una secuencia de acontecimientos, compuesta por un proceso de subducción y colisión de una placa con corteza oceánica portadora de una estructura continental (Escambray) se sur a norte; bajo otra corteza melanocrática donde se desplegó el Arco Volcánico de Zaza y la transformación final a un régimen de colisión y obducción de Zaza sobre el Escambray. Al norte, en cambio, se produjo la apertura de una depresión back-arc a partir del Thitoniano o del Cretácico Inferior que

separó y fragmentó el fundamento el fundamento de las Zonas de Camajuaní y Placetas; acumuladas sobre un basamento heterogéneo.

Las condiciones evolutivas de estas regiones estuvieron regidas por etapas de distensión, tectónica transcurrente (transpresión) de la cuenca back-arc desde el sur hacia el norte; suturando definitivamente la estructura cubana al margen continental norteamericano del cual es, ahora, una estructura de acresión.

Palabras clave: Eclogitas; subducción-colisión; obducción; melange ultramáfico poligenético; transpresión; cuenca back-arc.

Summary

This study examines the petrological aspects, structural position, and geotectonic implications of eclogites and associated metamorphic rocks in central Cuba. To the north of this region, these rocks are supported by a ultramafic mélangé, likely originating in a subduction zone and forming part of an ancient accretionary prism. The Escambray eclogites are situated within an ultramafic mélangé, but this mélangé was generated by the partial tectonization of a marginal basin specific to that massif, now observed at the boundaries between the nappe structures. Other eclogites within the same domain are derived from gabbros and/or basalts and have a defined stratigraphic position. Both the southern and northern eclogites are of the low-temperature type and are closely associated with glaucophanites, jadeitites, garnet amphibolites, and other high-pressure metamorphic rocks. The geological evolution of central Cuba is explained by a sequence of events. This includes a subduction and collision process of a plate with oceanic crust carrying a continental structure (Escambray) from south to north, beneath another melanocratic crust where the Zaza Volcanic Arc developed. This was followed by a final transformation to a collision and obduction regime of Zaza over the Escambray. In contrast, to the north, a back-arc depression opened from the Tithonian or Early Cretaceous, separating and fragmenting the basement of the Camajuaní and Placetas Zones, which accumulated on a heterogeneous basement. The evolutionary conditions of these regions were governed by stages of extension, and transcurrent tectonics (transpression) of the back-arc basin from south to north, definitively suturing the Cuban structure to the North American continental margin, of which it is now an accretionary structure.

Keywords: Eclogites; subduction-collision; obduction; polygenetic ultramafic mélangé; transpression; back-arc basin.

Резюме

Изучаются петрологические аспекты, структурное положение и геотектонические последствия эклогитов и других ассоциированных метаморфических пород в центральной части Кубы. К северу от этого региона эти породы залегают на ультрамафическом меланже, вероятно, образовавшемся в зоне субдукции, и являются частью древней аккреционной призмы. Эклогиты Эскамбрая расположены в ультрамафическом меланже, но образованы в результате частичной тектонизации собственного окраинного бассейна этого массива, который теперь наблюдается на границах между надвигами. Другие эклогиты того же домена происходят из габбро и/или базальтов и имеют определённое стратиграфическое положение. Как южные, так и северные эклогиты относятся к низкотемпературному типу и тесно ассоциированы с глаукофанитами, жадеититами, гранатовыми амфиболитами и другими высокобарными метаморфическими породами. Геологическое развитие центральной Кубы объясняется последовательностью событий, включающей процесс субдукции и коллизии плиты с океанической корой, несущей континентальную структуру (Эскамбрай), с юга на север; под другой меланократовой корой, где развивалась вулканическая дуга Заза, и окончательную трансформацию в режим коллизии и обдукции Зазы над Эскамбраем. На севере, напротив, произошло открытие задугового бассейна, начиная с титона или нижнего мела, который разделил и фрагментировал основание зон Камахуани и Плассетас, накопившихся на гетерогенном фундаменте. Эволюционные условия этих регионов регулировались стадиями растяжения, трансформной тектоники (транспрессии) задугового бассейна с юга на север, окончательно пришивая кубинскую структуру к североамериканской континентальной окраине, частью которой она теперь является в виде аккреционной структуры.

Ключевые слова: Эклогиты; субдукция-коллизия; обдукция; полигенетический ультрамафический меланж; транспрессия; задуговый бассейн.

1. introducción.

Rocas eclogíticas, esquistos glaucofánicos, anfibolitas y otras metamorfitas asociadas se presentan en varias estructuras geológicas de la Isla de Cuba, tales como el Cinturón Ultramáfico de Cuba Central y el Macizo Metamórfico del Escambray al sur de Cuba central. Las relaciones espaciales y petrológicas que a menudo estas rocas guardan entre si y con los complejos rocosos no metamorizados contiguos; las indicaciones barométricas y termométricas de sus series minerales progresivas y regresivas, la convivencia frecuente de las mismas con otras rocas no metamorizadas o metamorizadas en otras condiciones discrepantes, dentro de un mismo ambiente de sustento litológico; así como otros detalles y rasgos esenciales de sus historias metamórficas y condiciones primaria de formación; son indudablemente de importantes y en ocasiones de decisiva información para la solución de varias cuestiones de la geología de Cuba. Sin embargo, se registran pocos trabajos en la literatura cubana dedicados al estudio de las asociaciones metamórficas y a las eclogitas en particular, orientados a la especulación geotectónica.

En este artículo, los autores proporcionan información preliminar sobre ciertos grupos de rocas metamórficas y su contexto geológico a fin de obtener datos pertinentes para la reconstrucción de ambientes geotectónicos y su historia evolutiva. En este sentido anterior, una de las regiones más ricas en ocurrencias de rocas eclogíticas y metamórficas asociadas son las provincias centrales de Cuba. En este territorio existen dos localizaciones muy importantes. La primera corresponde al cinturón de ofiolitas del Norte; sobre todo en la Sierra Alta de Agabama (**Fig. 1**), donde dicho cinturón experimenta un llamativo ensanchamiento cerca de la ciudad de San Clara. En este lugar, Rutten (1938), describió por primera vez grandes inclusiones de metamórficas, incluyendo eclogitas. La segunda localidad se encuentra al sur de Cuba Central, en el Macizo Metamórfico del Escambray, donde las eclogitas y rocas asociadas, al menos en un caso, ocupan una posición estratégica definida.

2. Eclogitas y rocas asociadas de la Sierra Alta de Agabama.

Un excelente ejemplo de bloques de rocas eclogitas se observa en la localidad Crucero Margot (**Fig. 1**). En este lugar y a lo largo de uno 8 km en dirección a la Presa Minerva, yacen en el interior de serpentinitas, enormes bloques de roca eclogítica con potentes bordes rodingíticos (**Fig. 2**). Los cuerpos están en completa conformidad con las serpentinitas tectónicas principales en forma de grandes budinas que pueden alcanzar hasta 3 km de largo. En el corte del ferrocarril (Crucero Margot) se observan buenos afloramientos en la parte nuclear de uno de los cuerpos, con las rocas solo fracturadas y prácticamente sin foliación, masivas, muy densas, melanocráticas, de grano grueso. Están formadas por grandes porfidoblastos de granate euhédrico zonado. La corona de granate de 2^{da} generación se destaca muy claramente. La masa de clinopiroxeno verde pálido, apenas pleocroico, aparece en agregados finos conjuntamente con el anfíbol verde grisáceo azulado pleocroico. El anfíbol posterior a las dos generaciones de granate, envuelve sus cristales o los corta con finas vetillas y a menudo se le observa sustituyendo al clinopiroxeno destacándose granos de este último sustituidos por glaucófana.

Tiene gran importancia que en las porciones periféricas del granate aparecen abundantes granos de clinopiroxeno desorientados u ordenados rotacionalmente, demostrando la previa formación del mismo con respecto al granate más tardío y, por supuesto, también anterior al anfíbol que es posterior a ambas generaciones de granate. De modo similar ocurre con el abundante rutilo el tránsito hacia esfena, que cuando aparece en el interior de los granates se encuentra inalterado mostrando la posterioridad de la esfena respecto a los granates.

En la roca están expresadas varias etapas de generación de las asociaciones minerales. A la inicial, compuesta por granate-rutilo-onfacita-zoisita?-mica blanca, se superpone una asociación más tardía de anfíbol (glaucófana)-epidota-esfena-mica blanca. Aun más tarde otra asociación reflejada por clinozoisita-clorita-albita-stilpnomelana de carácter regresiva tardía donde casi siempre la albita forma coronas alrededor del anfíbol, incluyendo pseudopoiquilitos de granate previamente cloritizados.

El granate de estas eclogitas pertenece al grupo de las pirlaspitas compuestas por una solución sólida entre almadino y espesartina fosfórica con un valor de 11.5 A° de su celda elemental. Según estas características mineralógicas, las eclogitas del Crucero Margot pueden considerarse integradas al tipo C (según Coleman *et. al.* 1965), análogas a las asociadas a los complejos ofiolíticos o sus representantes tectonizados, portadores de asociaciones rocosas metamorizadas en condiciones de HP-LT; tales como se describen en Dal Piaz y Ernst, 1976; Dobretsov, 1984; Sobolev *et. al.*, 1986; Newton, 1986; Moore, 1986, y en muchos otros trabajos.

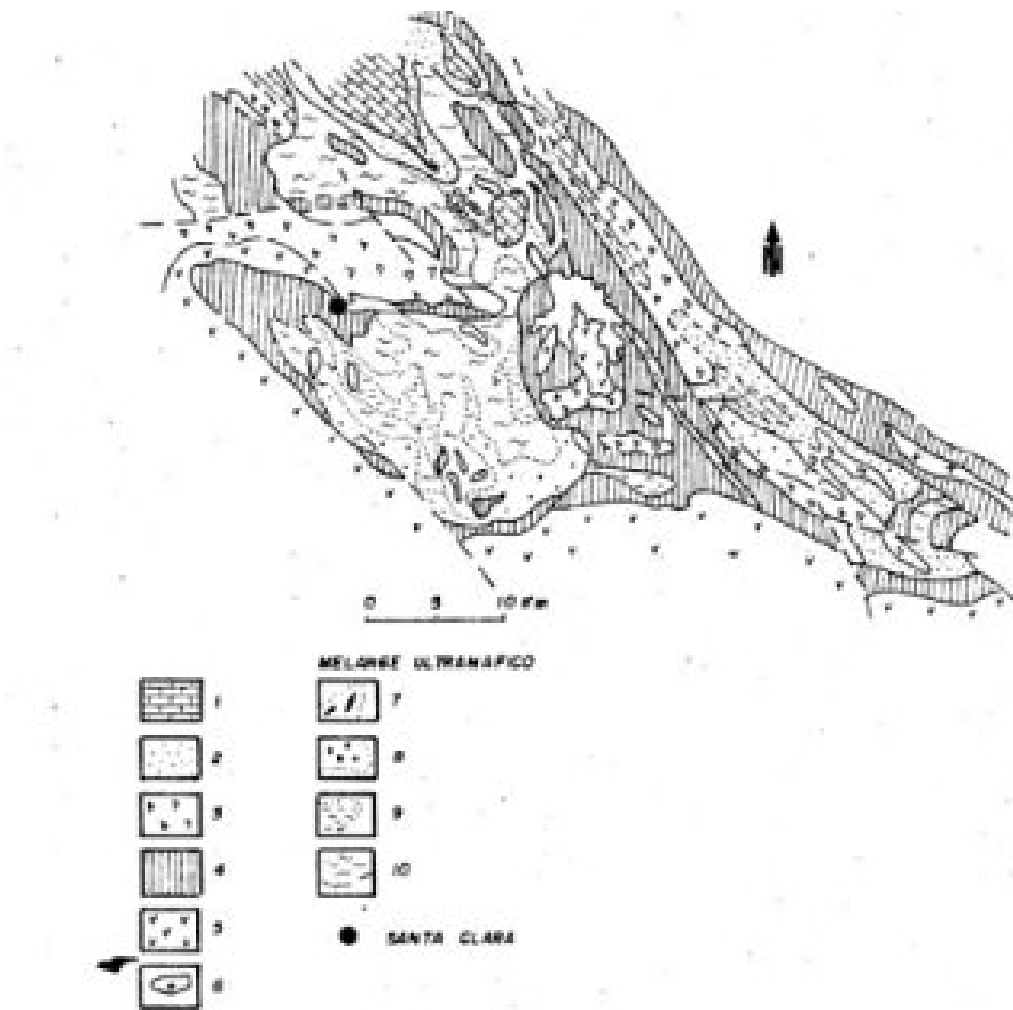


Fig. 1. Mapa geológico del melange serpentinitico y las ofiolitas de la Región de Santa Clara.

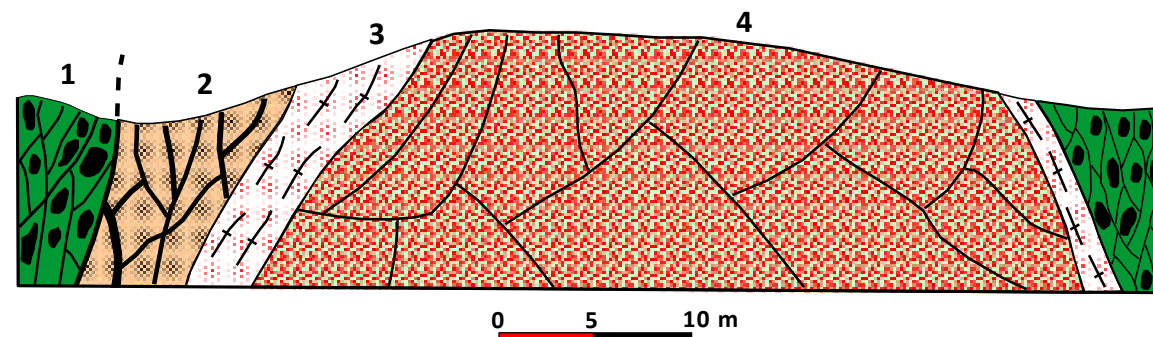


Figura.2. Eclogitas del Mélange Santa Clara, en la localidad del Crucero Margot. 1. Serpentinitas foliadas con bloques metamórficos. 2. Faja rodingítica. 3. Eclogitas granatíferas diaforicas. 4. Eclogita fracturada con venas de cuarzo de baja temperatura y epidota-clorita.

En el diagrama de Pearce y Cann (1973), Pearce y Norry (1979), (Fig. 3), las eclogitas del Crucero Margot se ubican netamente en el campo OFB, lo mismo que en el diagrama de Pearce *et. al.* 1974 (Fig. 4), donde corresponden al campo de las rocas oceánicas. Es posible presumir que estas eclogitas propiamente no se derivan de algún

basamento criptico, sino que se han formado a partir de rocas de la propia corteza oceánica, como gabros o basaltos de alguna de sus secciones, media o superior. Sin embargo, ¿de cual corteza oceánica se derivaron estas rocas?

En el origen y significado de las eclogitas de esta región se puede profundizar. Considerando la naturaleza y características de las rocas metamórficas y no metamórficas que se le asocian especialmente y de las rocas que forman el ambiente de sustentación de las mismas, del mismo modo que ciertos rasgos de la tectónica principal del dominio ofiolítico. Las rocas metamórficas en las ofiolitas de Las Villas, por su composición y posición espacial, tienen ciertas características sobre las cuales no se enfatizó bastante en la literatura y con frecuencia se obvia este particular. Sin embargo; existen suficientes datos de campo y evidencias petrológicas que demuestran una cierta complejidad no mencionada aun en la geología de esta región.

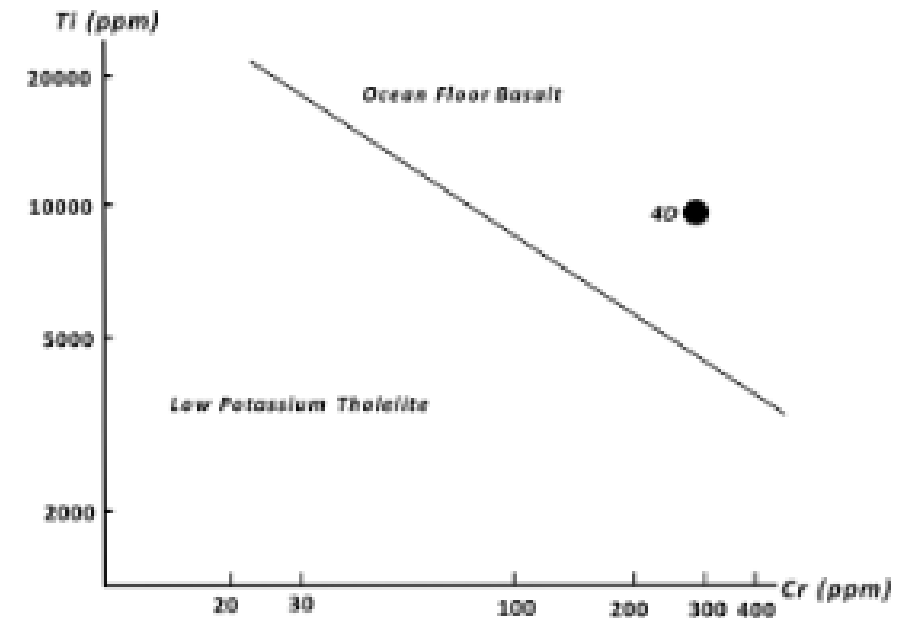


Figura.3. Eclogita del Crucero Margot, del Mélange Santa Clara en el diagrama de Pearce y Norry.

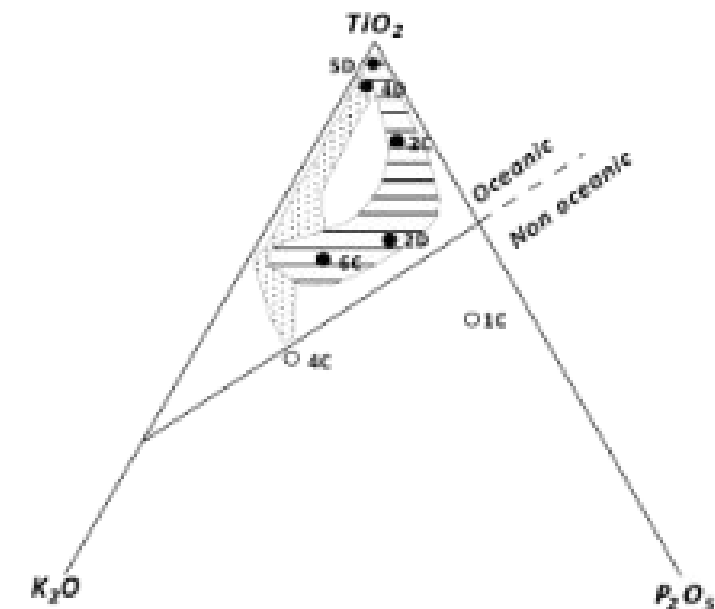


Figura. 4. Eclogitas y esquistos glaucofánicos en el diagrama $TiO-K_2O-P_2O_5$ (Pearce y Norris, 1974): 1C, 2C, 6C, Eclogitas del Escambray. 2D, 4C, Esquistos glaucofánicos del Escambray. 4D, Eclogitas del Crucero Margot (ofiolitas y mélanges del Norte de Las Villas). 5D, Eclogita de la Zona de Mateo (ofiolitas y mélanges del Norte de Cuba oriental). Campo con líneas horizontales las eclogitas de la Unidad Zermat-Saas del piedemonte de los Alpes occidentales (según Dal Piaz y Ernst, 1978). Campo con puntos las eclogitas de la región de Gibara, Norte de Cuba oriental (según Kubovics *et al.*, 1989).

En primer lugar, las rocas metamórficas que aparecen como inclusiones en una matriz tectónica de serpentinitas, difieren entre si de forma contrastante. Estas rocas forman grandes y a veces densas agrupaciones desde pequeños bloques hasta pequeñas cadenas colinosas en el macizo de la Sierra Alta de Agabama, que viene a ser el lugar casi exclusivo de su ocurrencia con tales dimensiones y abundancia. La cantidad de especies litológicas es numerosa y heterogénea. Las rocas más estrechamente asociadas a las eglogitas son las anfibolitas granatíferas de textura gruesa, con anfíbol glaucofanitizado; las anfibolitas clinozoisito-albíticas con glaucofana y epidota y, propiamente, las glaucofanitas (hasta 60% de glaucofana) con albita, cuarzo, titanita y granate.

Estas rocas habían sido consideradas por Stanik *et al.* 1981 como diafioritas, parecidas a las llamadas “rocas extrañas” del Escambray. Independiente de esa opinión, de hecho pueden observarse gradaciones entre algunas de esas anfibolitas y las eclogitas. La existencia de estas grandes masas al parecer derivadas de las eclogitas, sugieren las considerables dimensiones de los cuerpos eclogíticos primarios.

Muy cerca de las eclogitas y anfibolitas se destacan otras metamórficas significativas, como son las jadeíticas. Frecuentemente se trata de pequeños fragmentos en una matriz ofiolítica milonitizada, pero hay casos en que las rocas jadeíticas forman parte de enormes bloques hectométricos de gabros estratificados como cúmulos ultramáficos, con un perímetro metamorizado en condiciones de alta presión, mostrando asociaciones de cuarzo – albita–jadeíta con variable presencia de epidota, mica blanca y esfena. A estas rocas además se relacionan una gran parte de los esquistos con asociaciones de alta presión (Millan y Somin, 1976), en su mayoría con protolitos vulcanogenos básicos, formados por glaucofana-pumpelleita; granate-lawsonita-anfíbol; glaucofana-tremolita-lawsonita; zoisito-actinolíticos; de prehnita-pumpelleita y otros. Próximas en el espacio geológico con las anteriores litologías yacen un conjunto de rocas con otras asociaciones; con predominio de material volcánico primario, compuestas por, albita–actinolita-clinozoisita-epidota; biotita-anfíbol; albita-stilpnomelana-tremolita; y otras muchas rocas metagabroídicas, con anfíbol–epidota–plagioclasa ácida; así como muchas rocas verdes y anfibolitas de bajo grado.

Dentro de estas asociaciones litológicas heterogéneas derivadas de rocas ígneas, llaman la atención unas metamórficas de protolito probablemente sedimentario y origen desconocido. Entre ellas se encuentran las cuarcitas glaucofano–moscovíticas (Piedra de Amolar) **referidas por Vuagnat (1959)**; las cuarcitas micáceas (cuarzo 96%) y cuarcitas micáceas gráficas, esquistos cuarcíferos micáceos, esquistos cuarcíferos-anfibólicos-granatíferos, esquistos stilpnomelánicos con moscovita y metapedernales (metachert).

Una parte de estas rocas metamórficas, sobre todo aquellas derivadas de ignitas básicas, transformadas en condiciones de alta presión, ya habían sido descritas por Millan y Somin (1976) como “Complejo Vulcanogeno – Sedimentario Pre-Eugeosinclinal”, comparado con el cinturón de alta presión de la costa de California y considerada su generación en una típica región de desarrollo oceánico, probablemente una fosa o surco precretácico, cuyos productos sirvieron parcialmente de basamento al Arco Insular Volcánico del Cretácico. Por consiguiente, dentro de una matriz ofiolítica por completo tectonizada, yacen los fragmentos de varias unidades metamórficas íntimamente mezcladas, destacándose los representantes de un complejo metamórfico de alta presión; esquistos verdes; anfibolitas de bajo grado y rocas alteradas (dioritas, gabros piroxénicos, etc.) en condiciones de metamorfismo oceánico de baja presión.

El examen de los mapas geológicos más recientes (Vasilev *et al.* 1989) muestra consistentemente que los fragmentos metamórficos ocupan zonas definidas, a modo de bandas, con tendencia a agrupar ciertos tipos de inclusiones. Las principales y más importantes agrupaciones de esas rocas yacen en la parte sur de las ofiolitas; sobre todo en la Sierra Alta de Agabama, donde forman a manera de "clusters" en extremo replegados sobre si mismo. Las grandes corridas de ofiolitas situadas más al norte, al parecer solo contienen, fragmentos de diques, esquistos verdes, rodingitas gabros y diabasas, vulcanitas ofiolíticas e incluso de chert y calizas de las secuencias de tipo Camajuani y Placetas (Duclos y Vuagnat, 1962) o ningún fragmento. Cuando se observan metamorfitas de alta presión sostenidas por milonita serpentinitica ("Waxy serpentine", de Pardo, 1975) se trata de zonas muy lineales y estrechas que enmarcan los grandes cinturones de ofiolitas: muy pocas veces sesgando por su interior.

Pero, además de las rocas metamórficas sobre y dentro de este melange, existen otros complejos litológicos. El primero dentro de ellos está representado por los fragmentos de un complejo ofiolítico tectónicamente desmembrado, compuesto por grandes cuñas y bloques de cúmulos ultramáficos, cúmulos máficos, enjambres de diques diabásicos y diabasas (Zurrapandilla) y un complejo de basaltos espilíticos con sedimentos silicíticos pelágicos (Fm. Sagua La Chica). Estas rocas, sin duda genéticamente vinculadas por sus relaciones cortantes o

trascionales, así como por sus rasgos petroquímicos; están atravesadas por rocas leucocráticas, propias del Arco Volcánico Cretácico (Millán y Somin, 1985b), las cuales también intersectan al melange. Las rocas de este complejo ofiolítico presentan rasgos de metamorfismo de baja presión (zeolitas, praxinitas, rodingitas, anfibolitas de bajo grado) y se les observa dentro del melange a veces formando cuñas kilométricas, prácticamente sin alteraciones junto con eclogitas, anfibolitas de alta presión, glaucofanitas y jadeititas.

Un ejemplo excelente entre muchos, puede observarse cerca de la cortina NW de la Presa Minerva, donde junto a un gran cuerpo de apoeclogita de rumbo WNW, yace un cuerpo de anortosita (en contacto directo) y varios cuerpos de basaltos espilíticos y vulcanitas de la Fm. Cabaiguán a distancia insignificante. A pesar de esto muchos autores (p. e. Vasilev *et al.* 1989) describen estos perfiles como un único complejo ofiolítico.

Sin embargo estos mismos autores resaltan en su informe una discrepancia notable e inexplicada de la correlación de los elementos geoquímicos fundamentales **Ni, Co, Cr, Ti, V** de las serpentinitas respecto a los valores propios de los gabros bandeados, supuestamente pertenecientes a un mismo complejo ofiolítico. Las relaciones Ni/Co = 15; Cr/Ti = 12; Cr/V = 123; características de las serpentinitas, integradas casi totalmente al melange, pueden compararse con la de los gabros: Ni/Co = 3.5; Cr/Ti = 0.1; Cr/V = 2; para comprender el extraordinario contraste de dichos valores. Los propios valores de los gabros, en si, son coherentes con los valores de los enjambres de diques Zurrapandilla y el complejo superior de espilitas de la Fm. Sagua la Chica, la cual sirve de soporte a los basaltos de la Fm. Cabaiguán (Hatten *et al.* 1958) que ya pertenecen al Arco Volcánico Cretácico (AVC). Las secuencias de este último solo tienen relaciones estratigráficas con las ofiolitas de esta manera; pues ninguna formación de las vulcanitas eugeosinclinales yacen en la actualidad estratigraficamente sobre el melange.

Lo mismo ocurre en al borde sur del AVZ, donde entre esa unidad y el Macizo del Escambray, yace el Complejo Anfibolítico de Mabuiina (CAM, (**Fig. 5**), metamorizado en condiciones de alta relación T/P (Somin y Millán, 1981). Este complejo indudablemente, forma la sección basal del AVC y la parte baja de su corte está integrada por los restos metamorizados de un complejo ofiolítico que constituye su fundamento melanocrático (Millán y Somin, 1976; Haydoutov *et al.* 1989).

Sobre las anfibolitas metaofiolíticas yacen otras anfibolitas metavulcanogenas basálticas hasta andesíticas, gneis leucocráticos y otras rocas que se paralelizan bien con vulcanitas cretácicas. La edad del protolito de las ultimas ha sido demostrada que no es más antigua que el Jurásico (Dublan *et al.* 1988; Bibikova *et al.* 1989). Ningún resto o afloramiento de melange ultramáfico con inclusiones de alta presión se ha encontrado dentro del Complejo Mabujina. Por esta razón podemos pensar que en algún lugar el melange ultramáfico y el basamento de la Zona Zaza transicionaban entre si o tenían un contacto heredado de una etapa anterior de desarrollo. No obstante que estas relaciones indicadas están bien fundamentadas, Vasilev *et al.* 1988 consideran la existencia de una "serie ofiolítica única", comagmática con las vulcanitas toleíticas del Arco Insular Volcánico, producto del desarrollo homodrómico de una misma masa toleítica. Pero según Haydoutov (1986), existe otra discrepancia geoquímica y petrológica entre las vulcanitas basálticas y rocas calcoalcalinas del AVC y aquellas vulcanitas toleíticas propias de la asociación ofiolítica.

Esta discrepancia se destaca bien en las provincias centrales y orientales. En la región de Camagüey el magmatismo del arco, desde sus inicios, tuvo un carácter subalcalino-alcálico (Díaz de Villalvilla, 1988). En las provincias centrales las toleitas de la Fm. Los Pasos (Neocomiano?) según Díaz de Villalvilla (1989) duplican el contenido de ciertos microelementos respecto a los basaltos toleíticos de la Fm. Sagua La Chica el tope de las ofiolitas. Estos contrastes petroquímicos entre las toleitas del arco y las del complejo ofiolítico, enfatizados por la diferencia entre los depósitos que se les asocian, su posición estructural, así como las edades presumibles del complejo ofiolítico (160 Ma; K-Ar de una anortosita de Camagüey) y de las toleitas del arco (Cretácico temprano), implican según Haydoutov una diferencia mínima en el tiempo de formación de ambos complejos de 20 Ma.

El segundo complejo asociado al melange es la secuencia de Fms calcáreo-terrágeno-silicíticas de aguas profundas de las llamadas Zonas Camajuani-Placetas (Duclos y Vuagnat, 1962) que, a veces, yacen en forma de enormes lozas empotradas en las serpentinitas portadoras de metamorfitas, sin que las masas calcáreas y de silicitas presenten efecto alguno de metamorfismo. Numerosas evidencias demuestran que estas placas sedimentarias han sido plegadas conjuntamente con las serpentinitas y también con los restantes miembros del complejo ofiolítico desarticulado. La convivencia entre estos sedimentos; metamorfitas de alta presión con matriz de serpentinita y ofiolitas y ofiolitas no metamorizadas¹, tiene un ejemplo perfecto en la región de Loma Bonachea al NE de Santa

¹ Metamorfizadas solo bajo condiciones oceánicas.

Clara, donde en un área de pocos kilómetros cuadrados puede observarse melange con eclogitas, calizas y silicitas, espilitas del techo ofiolítico e, inclusive, vulcanitas de la Fm. Cabaiguán, propias del AVC. Aquí puede argumentarse que, al menos una parte de las rocas de Camajuani-Placetas fueron depositadas directamente sobre una corteza oceánica o sus restos, probablemente sobre el mismo melange ultramáfico. Tal idea o muy similar fue planteada primeramente por Knipper y Cabrera (1972) y Haydoutov (1986). Los primeros señalaron que el leptogeosinclinal estaba depositado sobre un fundamento siálico en su parte norte y uno simático en su parte sur. Las pruebas a favor son el enriquecimiento anómalo, en las Fms. de la Zona Placetas en elementos propios de las ofiolitas (Cr, Ni, Co), tal como se ha demostrado por el levantamiento geoquímico regional (Cheleviev en Vasilev *et al.*, 1989). Esta prueba se refuerza cuando se considera que esas mismas formaciones contienen un surtido de fragmentos, entre los cuales se cuentan serpentinitas, ilmenitas, olivino, cromita, anfíbol con almandino, biotita, rutilo, clinopiroxeno y hierro nativo. Muy similar surtido de fragmentos ocurre en las formaciones de la Zona Camajuani las cuales contienen serpentinitas, agregados talco-sericíticos, glaucofana, espinelas cromíferas, zoisita, ortopiroxeno, clorita, fragmentos de esquistos granate-anfibólicos y otros esquistos cristalinos (Linares *et al.*, 1987, fide Vasilev *et al.*, 1989). ¿En cual fuente puede obtenerse esta colección específica de fragmentos?

Otra parte de estas secuencias (Camajuani Placetas), en efecto, pudo depositarse simultáneamente sobre un basamento cristalino que podría identificarse con el Complejo Socorro (Renne *et al.*, 1989) de edad Grenviliana, cortado por granitos pre-Tithonianos (Granitos Río Cañas).

De todo lo expuesto hasta ahora se derivan evidencias de que el llamado Complejo Ofiolítico de Cuba Central, probablemente no es una entidad única y genéticamente coherente. Es posible concebir que una parte del mismo, en realidad está constituido por los restos de una corteza oceánica tectonizada y convertida en un melange con asociaciones de alta presión litológicamente expresadas por eclogitas, esquistos azules, jadeititas, etc; generada en una zona de subducción o colisión que formó parte de un prisma de acreción. Este mismo prisma de acreción desempeño el papel de basamento para la sedimentación en una cuenca de aguas profundas en una cierta dirección, y de pedestal a un arco insular ensimático en la dirección contraria. En este dominio y durante el Jurásico tardío o Cretácico temprano, se desarrolló una nueva corteza ofiolítica, correspondiente a una cuenca marginal interpuesta entre el arco insular volcánico y el margen continental (Somin y Millán, 1976; Iturralde Vinent, 1981). Buenas evidencias de los estadios iniciales de esta depresión fueron dados por Iturralde Vinent y Mari (1984) (Basaltos Camaján). La diferencia de edades entre la corteza oceánica metamorfozada y las ofiolitas del Jurásico-Cretácico Inferior, no se conoce. Los posteriores eventos geológicos fueron responsables de la creación de un melange poligenético, vinculado a procesos de colisión en un régimen transpresivo, de obducción y nueva acreción al continente. Procesos de este tipo en la creación de melanges poligenéticos han sido descritos por Saleeby (1982), así como algunas variedades del emplazamiento de dichas mezclas (Saleeby, 1977) (Valdiya, 1984), y procesos de repetida separación y unión de placas tectónicas en una compleja interacción han sido llamados "Accordion Movement in Plate Tectonics" por Huang Jiquing (1984).

3. Eclogitas y rocas asociadas del macizo Metamórfico Escambray.

Esta es la segunda localidad de rocas eclogíticas relativamente abundantes y algo mejor estudiadas en Cuba central. Datos previos sobre las eclogitas del Escambray se encuentran en Somin *et al.* 1975; Millán y Somin, 1981; Stanik *et al.* 1981; Millán y Somin 1985 y Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.* 1986. Las ocurrencias principales de eclogitas se muestran en la Fig. 5.

Por su posición estructural y estratigráfica las eclogitas del Escambray pueden ser divididas en dos grupos. El primer grupo de eclogitas yace en el cinturón de melange que se extiende entre la Loma de Los Guapos (al norte de Jibacoa) y La Belleza, con rumbo NW-SE. El Melange Los Guapos (Álvarez-Sánchez, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.* 1986) consiste de una mezcla tectónica compuesta por una matriz ultramáfica antigorítica densa que sustenta bloques de eclogitas y sus productos diafóricos, desde decímetros hasta hectométricos, acompañados por otras rocas metabásicas, anfibolitas, zoisititas, clinopiroxenitas, glaucofanitas, esquistos stilpnomelánicos, metasilicitas, jadeititas y otras. En una estrecha asociación con las eclogitas se destacan grandes lozas de los enigmáticos Esquistos Cristalinos Algarrobo (de Millán y Somin, 1981) de carácter polimineral. El cinturón de melange Los Guapos, en si, puede interpretarse como una faja metamórfica de alta presión, interpuesta entre los nappes de tipo Monforte (Millán y Álvarez-Sánchez, en preparación) caracterizados por un metamorfismo de baja

relación T/P y los restantes nappes del Escambray de presión correspondientes en su mayoría a la facies de esquistos verdes.

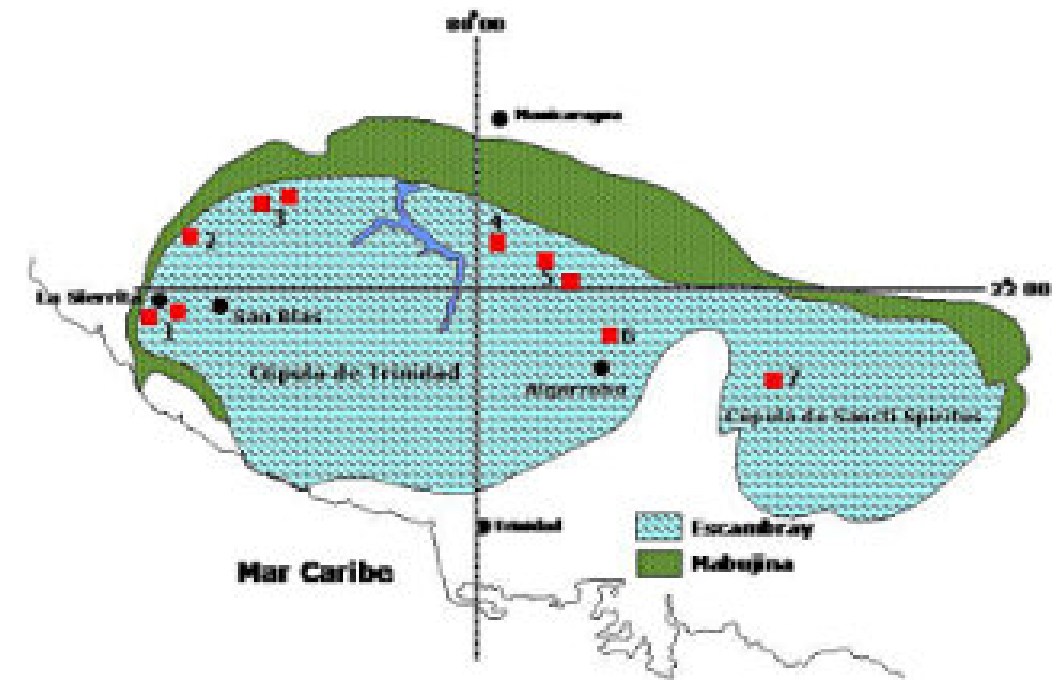


Figura.5. Localidades de eclogitas en el Macizo metamórfico Escambray. 1. La Sierrita. 2. Las Moscas. 3. San Narciso. 4. Pico Blanco. 5. La Belleza. 6. Algarrobo. 7. Caracusey. 1, 2, 3, 6,7 Eclogitas de los nappes de Tipo Monforte. 4,5. Eclogitas en el melange Ultramáfico.

Las eclogitas yacentes en este melange se componen de una asociación de granate-rutilo-onfacita $\pm$ mica blanca $\pm$ lawsonita, con una asociación superpuesta de glaucofana- nefrita-clinozoisita-titanita $\pm$ cuarzo + carbonato. Dentro de los porfidoblastos de granate se encuentra el rutilo y nunca la titanita, destacando el carácter primario del rutilo. A menudo se observan en el cinturón de melange, todas las gradaciones de conversión de las eclogitas en otras rocas, demostrando una complicada historia de reequilibrio. Los más comunes productos diafóricos de la eclogita son unas glaucofanitas granatíferas transicionales a las eclogitas, integradas por grandes porfidoblastos de granate (almandino por microsonda), rodeados de bandas kelifíticas (clorita-cuarzo-epidota) en una matriz de glaucofana que a veces, es un tipo intermedio entre crossita y magnesioriebeckita (Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.* 1986) con clinozoisita-epidota, clorita y albita regresivas.

Los granates de las eclogitas aparecen como fenoblastos, excepcionalmente se conoce una granatita de dimensiones entre 1 y 10 mm alcanzando hasta el 19% de la roca. El estudio detallado de laboratorio confirma la predominancia del componente almandínico (60-70%) con grossularia (24-28%) y pequeñas cantidades de pirope (7-12%) y espessartina (2-10%). De 9 muestras de granate sometidas a estudio roentgenoestructural se estableció su carácter fundamentalmente almandínico con un parámetro de su celda elemental de 11.53 Å. Cierta cantidad de granate rojo pálido resultó espessartina con un parámetro de su celda de 11.61 Å. Por su microdureza promedio de $H=1274 \pm 80$ Kg/mm², se sitúan en el grupo de las pirlaspitas (Mainegra *et al.* 1990).

El estudio por microsonda confirma plenamente que estos granates pertenecen a los típicos de las eclogitas asociadas a los esquistos azules (**Fig. 6**). Tanto la composición de los núcleos de granate y de sus coronas, así como sus relaciones de yacencia las sitúan en el **Grupo C** (Coleman *et al.* 1985). La presencia de una asociación subordinada de zoisita, fengita $\pm$ paragonita; lawsonita dentro de cuarzo, además de la glaucofana, podría servir para ubicar estas rocas en el grupo de las eclogitas de baja temperatura de acuerdo con Newton (1986); comparables a las eclogitas de Breuil-St. Jacques de los Alpes occidentales (según Dal Piaz y Ernst, 1978), correspondientes a un rango PT entre 10-Kbars y 450-500 C°.

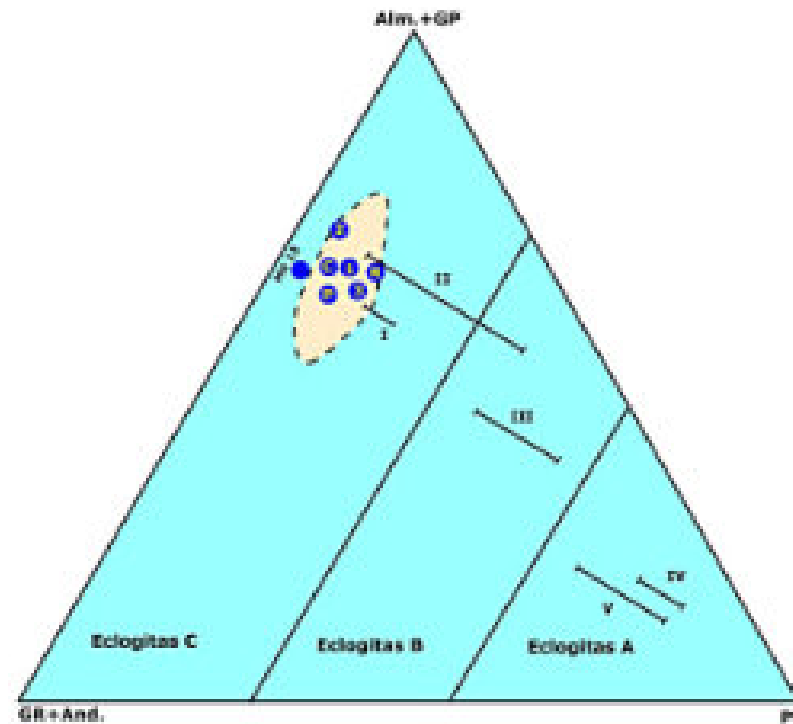


Figura.6. Composición de los granates de eclogitas y rocas verdes asociadas. El campo en líneas discontinuas pertenece a los granates de eclogitas en esquistos azules. I-Granates de anfíbolitas. II-De las charnokitas y granulitas. III-Grupo B de eclogitas. IV-Dunitas y peridotitos. V-Eclogitas asociadas a kimberlitas (según Ghent y Coleman, 1973). 1. Promedio de 11 muestras de eclogitas de La Belleza (Escambray). 2. Granates con menor contenido de grossularia. 3. Granates con menor contenido de almandino + spessartita. HH-13. Granates de esquistos verdes asociados a eclogitas. C. Promedio del centro de tres granos de la eclogita Gr-2. R. Promedio de la corona de la misma muestra (MacDonald, 1977). P. Eclogita promedio de California (según Coleman *et al.* 1965).

En contraste con el anterior, el segundo grupo de eclogitas se observa en condiciones definidas de control estratigráfico; (Millán y Somin, 1981, 1985). Recientemente Millán y Álvarez-Sánchez (en preparación) estudiaron muy buenos ejemplos de estas eclogitas en la porción occidental de la Cúpula de Trinidad. Allí las eclogitas yacen en forma de cuerpos interestratificados, dentro de una secuencia de esquistos calcíferos, mármoles gráficos y esquistos metaterrígenos de edad Jurasico (Fms. Loma La Gloria y Cobrito, sensu Millán y Somin, 1985 ab) (Fig.7); integradas al Nappe Monforte, que corona la pila de nappes en esa región.

Las eclogitas, frescas y relativamente menos tectonizadas que sus homónimas del melange Los Guapos muestran una asociación de clinopiroxeno, granate, zoisita y rutilo. En algunos casos se destacan asociaciones que carecen de algunos minerales, con la formación de rocas zoisito-clinopiroxénicas, zoisito-granatíferas e incluso eclogitas no zoisíticas. Sobreimpuesta a la anterior asociación se observa la diafóresis de alta presión, donde, el clinopiroxeno y la zoisita se transformaron, parcial o completamente, en glaucófana o anfíbol verde azulado, asociado con mica blanca, un granate más tardío (como coronas alrededor del granate temprano) que en ocasiones contiene inclusiones de clinozoisita y esfena, así como anfíbol azul pálido, con evidencias del crecimiento sintectónico de este granate. Albita y epidota pueden observarse en vetillas y la albita a veces en forma de corona alrededor del granate. Posteriormente tuvo lugar una diafóresis aun más tardía, propia de la facies de los esquistos verdes sin indicios de alta presión. Tal complicada historia metamórfica de reequilibrio se refleja también en los esquistos apoterrígenos caracterizados por una asociación progresiva de alta presión cuarzo-granate-zoisita-rutilo; con una sobreimpresión de clinozoisita-esfena-albita-clorita ± carbonato.

A poca distancia de los cuerpos eclogíticos, en idéntica posición estratigráfica, dentro del mismo Nappe Monforte yacen rocas protolíticas de las eclogitas. Se trata de los metagabros compuestos por anfíbol verde azulado, zoisita, granate, rutilo y clinozoisita, en los cuales frecuentemente se preservan grandes relictos de plagioclasa magmática maclada. La unidad infrayacente al Nappe Monforte (Nappe La Sierrita), así como los restantes todavía más inferiores no presentan indicios de un metamorfismo previo de alta presión; aun ni en grado menor que la sección

meridional del Nappe Monforte donde se conservan los metagabros con relictos magmáticos (Millán y Álvarez Sánchez, en preparación).

Las eclogitas anteriores corresponden muy bien con las estudiadas por MacDonald (1977) en la localidad llamada por él "Garnet Ridge", al NW de Mina Carlota. En este lugar MacDonald describe una gradación entre anfíbolitas piroxénicas y las eclogitas, donde el contacto de las eclogitas con esquistos carbonáticos granatíferos es supuesto como termal relíctico. De acuerdo con el estudio realizado por microsonda de los granates y clinopiroxenos de esta localidad, las eclogitas son referidas por este autor al Tipo C en la clasificación de Coleman *et al.* 1965. Al igual que en la región de La Sierrita y de manera más estrecha, como señala MacDonald, este es un notable ejemplo de una eclogita directamente relacionada con su protolito.

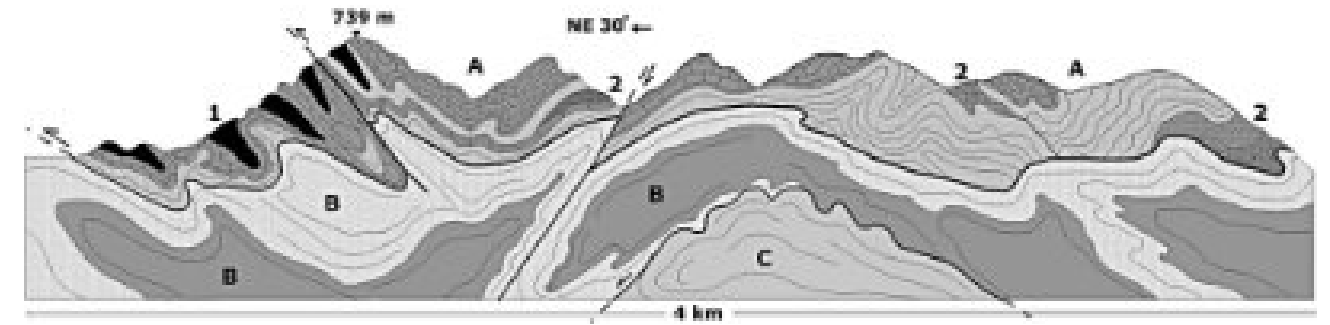


Figura.7. Nappe Monforte (cortes jurásicos con metamorfismo de alta presión). B. Nappe La Sierrita (secciones calcáreas y metaflysch siliciclástico). C. Nappe El Naranjal (secciones calcáreas y metavulcanógenas del Cretácico Inferior). Los nappes La Sierrita y El Naranjal corresponden a la facies de esquistos verdes, al parecer sin asociaciones de alta presión. 1-Eclogitas y apoeclogitas y otros esquistos de alta presión y sus productos regresivos. 2-Metagabros con relictos magmáticos (SW de la Cúpula de Trinidad).

Como plantean Millán y Somin (1985b), las eclogitas del Escambray se diferencian de otras metamorfitas de ese macizo por una historia petrológica más complicada. Sin embargo, al menos en el caso de las eclogitas del Nappe Monforte, un origen ajeno al dominio del Escambray puede descartarse. En las Figs. 4, 8, 9; puede seguirse la conducta uniforme de estas eclogitas y de su protolito. Como un elemento sugerente puede advertirse la buena concordancia petrológica entre estas eclogitas y la anfíbolita Yayabo típica (5C, Fig.9), las diafóresis de la Fm. Loma Gloria y una metabasita de la Fm. Arroyo Cangre (Piotrowski, 1976) (5B, Figs.9, 10). Todas estas rocas, netamente situadas en la sección estratigráfica inferior expresan eventos magmáticos tempranos comunes en las regiones del Escambray y Guaniguanico de Cuba Occidental.

Tomando en cuenta estos datos, así como los elementos precedentes, podemos considerar corroborada la edad estratigráfica, supuesta por Millán y Somin, (1985) previamente, para uno de los tipos de eclogitas del Escambray. La conversión de una parte de estos protolitos magmáticos básicos, con afinidades oceánicas bien manifestadas, en eclogita, está vinculada con la sumersión de grandes secciones del Macizo del Escambray en un ambiente propio para la creación de estos productos metamórficos.

Más complicado resulta el análisis de las eclogitas del melange. Su yacencia en esta formación caótica de matriz ultramáfica implica considerar su autoctonía o aloctonía respecto a la propia, sección estratigráfica del Escambray. Importancia crítica para concluir sobre esto la tiene la relación entre las ultramafitas internas del Escambray, frecuentemente asociadas con metabasitas (metagabros y metadiabasas) y las eclogitas. Las repetidas observaciones demuestran que estas metabasitas se transforman en zoisitas, eclogitas y glaucofanitas cuando las secciones estratigráficas huéspedes yacen en el nivel de los nappes de tipo Monforte. Tales rocas, con la misma correlación entre ultramafitas y metabasitas, incluso con términos transicionales entre ellos (cúmulos máficos relícticos y antigorita de la Formación La Sabina, según Álvarez Sánchez y Millán, 1985) se observan como esquistos verdes con lawsonita y veces con granate, en la zona más interna y estructuralmente inferior.

¿Pertenecen las ultramafitas del Escambray a un complejo ofiolítico autóctono de las secuencias con afinidad de margen continental de este macizo?. Hoy no se puede contestar a esta pregunta unívocamente. Sin embargo, el

análisis de los datos petroquímicos (Figs.4, 6, 8, 9, 10, 11, 12, 13) de macroelementos, aunque de forma preliminar, conduce a ciertas conclusiones: Las serpentinitas del Escambray así como casi todas las metabasitas, se asocian a los campos de rocas oceánicas en prácticamente todas las variantes de procesamiento. Estas mismas rocas se diferencian suficientemente de las ofiolitas norteñas, por un más alto contenido de álcalis, más bajo contenido de hierro y el contenido muy elevado de titanio, que alcanza el doble que en las metabasitas del Complejo Anfibolítico y contrastan con las vulcanitas del Arco Insular, pobres en titanio.

El contenido elevado de este elemento alcanza notables valores en los esquistos verdes ricos en titanio derivados de los traquibasaltos de la Fm. Yaguanabo. Al observar las metabasitas asociadas a las serpentinitas con las metavulcanitas de la Fm. Yaguanabo se destaca el carácter netamente alcalino-subalcalino del magmatismo del Escambray, con una tendencia ascendente hacia el sodio: Al observar la conducta de las eclogitas en el contexto anterior, se evidencia una coherencia con las particularidades petrológicas mencionadas para el magmatismo del Escambray. En el diagrama JDG (Smulikowski, 1972) las apoeclógitas se ubican satisfactoriamente en el campo de las gricuitas que, corresponden químicamente con las picritas (Stanik *et. al.* 1981). Por eso y por las asociaciones de campo que demuestran la estrecha relación espacial y transiciones litológicas de las eclogitas con metabasitas anfibolitas y glaucofanitas en el melange ultramáfico; podemos sostener como una buena hipótesis de trabajo que, tanto las eclogitas como la matriz ultramáfica que las hospeda se refieren a un mismo complejo ofiolítico autóctono del Escambray y dichas eclogitas se derivan de las mafitas de ese complejo y no se trata de ciertas metamorfitas de alta presión anteriores a la generación del Macizo Escambray.

Tal complejo ultramáfico y su posterior despliegue magmático pudo originarse en una cuenca o mar marginal, dentro del dominio paleoestructural del Escambray (Stanik y Manour, 1981; Dublán y Álvarez Sánchez *et. al.* 1985; Millán y Somin, 1985). Esta consideración concuerda bien con las edades absolutas publicadas por Hatten *et. al.* 1989, de dos muestras de eclogita tomadas dentro de serpentinitas en el Escambray. Las edades U-Pb son respectivamente de 105 y 102 Ma; mientras que la datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la horblenda de esas rocas registró 85 Ma. La concordancia se expresa en cuanto la edad más probable de apertura de esta cuenca marginal, cuyas manifestaciones magmáticas precursoras pueden fecharse desde el Jurásico (metabasitas de la Fm. Loma Gloria); mientras que la entrada del Escambray en un sistema de subducción-colisión sería más tardía (parte media del Cretácico o incluso parte baja del Cretácico Superior). Una parte de los productos magmáticos de dicha cuenca marginal yacen ahora destruidos, formando parte de un melange el cual ocupa las fronteras entre los nappes principales, caracterizados por una construcción determinada y específica de su corte estratigráfico e intensidad y condiciones de su metamorfismo.

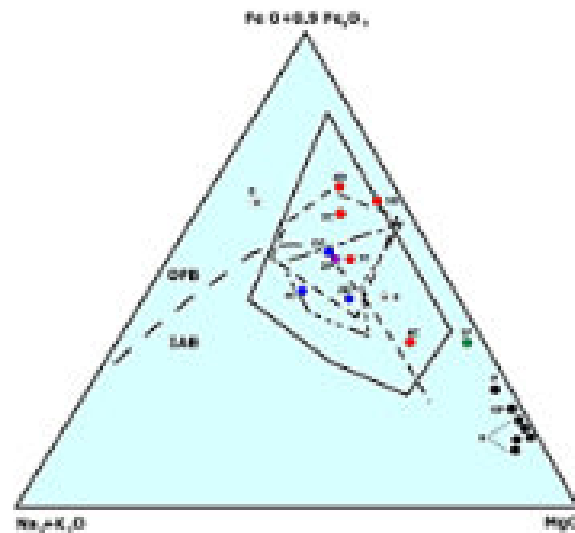


Figura.8. Eclogitas y esquistos glaucofánicos en el diagrama $\text{FeO} + 0.9 \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{MgO}$ (Miyashiro, 1974). EG-Esquito glaucofánico promedio y P-Peridotita promedio (según Ernst *et al.* 1970). ●-Serpentinitas y ⊙-Esquistos glaucofano-granatíferos del Escambray (Dublán y Álvarez Sánchez *et al.* 1981). Con línea continua el campo de las metamorfitas máficas de la región de Franciscan y con líneas interrumpidas de la región de Sambagawa (según Ernst *et al.* 1970). Con línea interrumpida punteada el campo de las eclogitas de la región Gibara-Holguín (según Kuvovics *et al.* 1989). IF-Gricuita promedio de Smulikowski (en Padera, 1972). La muestra ZP es el promedio de 6 diabasas de Arroyo Blanco del complejo ofiolítico de Las Villas. La muestra SP es el promedio de 4 serpentinitas de la misma localidad.

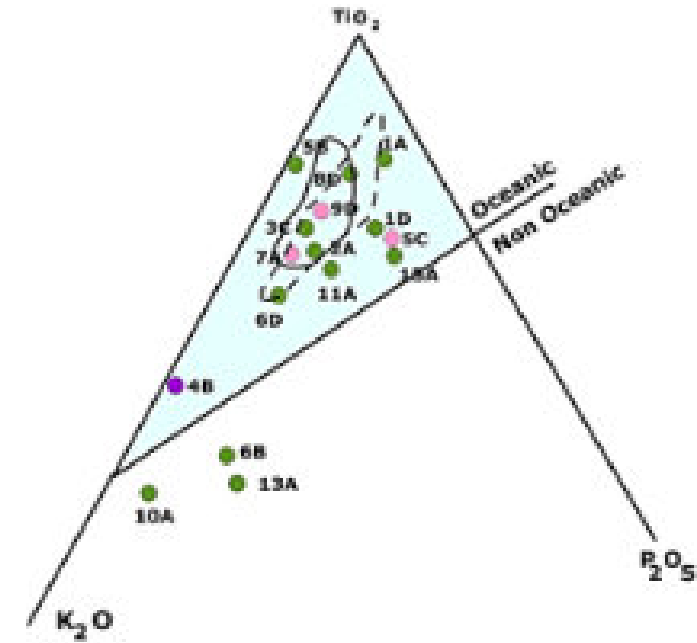


Figura.9. Fig. 9. Metabasitas del Escambray en el diagrama: $\text{TiO}_2 - \text{K}_2\text{O} - \text{P}_2\text{O}_5$ (Pearce *et. al.* 1974). 1A Esquito verde (K_1). 2ª y 3A- Esquistos verdes (Fm. Loma La Gloria). 5B Metabasita (Fm. Arroyo Cangre; P. de Río (según Cruz *et. al.*, 1987). 3C- Metagabro Nappe Monforte. ID- Metabasalto de la Fm. Yaguanabo. 6D- Metabasita (Melange Los Guapos). 8D-Metagabro. 9D-Anfibolita granatífera. 5C- Anfibolita Yayabo; 4B-Promedio de 5 análisis de diabasas de la Fm. Sábalo de la Sierra del Rosario, P. del Río (según Cruz *et. al.*, 1987) Con línea continua: metabasitas de la Unidad Zermatt-Saas de los Alpes Occidentales (Dal Piaz y Ernst, 1978). Con línea discontinua las prasinitas de la Unidad Combin de la misma localidad anterior.



Figura.10. metabasitas del Escambray en el diagrama AFM. La muestra G es el gabro promedio (según Ernst *et al.* 1970).

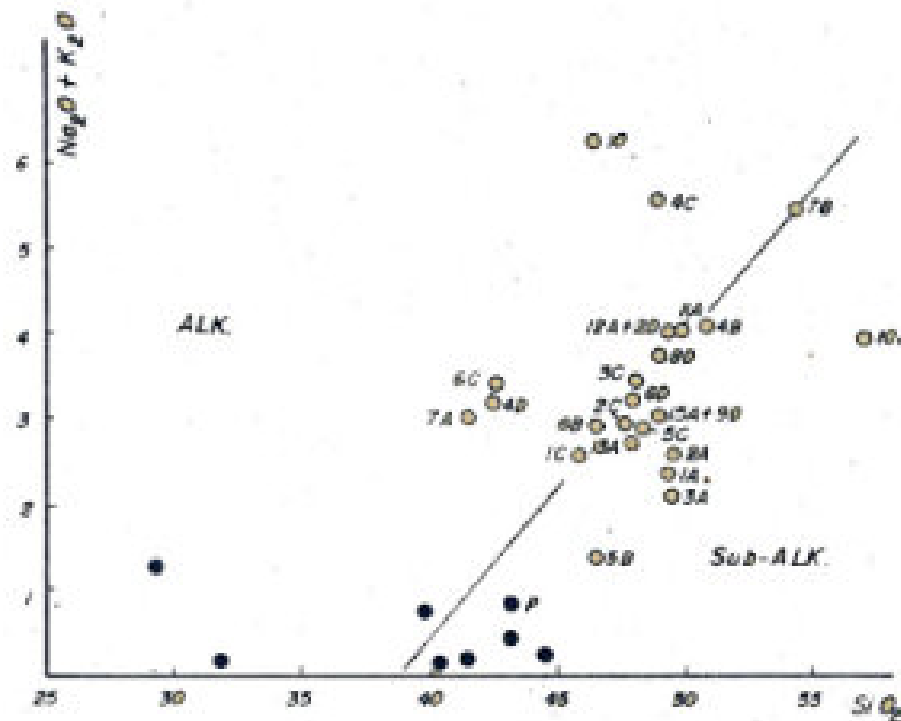


Figura.11. Metabasitas, esquistos glaucofánicos y eclogitas en el diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ V SiO_2 (MacDonald y Katsura, 1964).
● Serpentinitas apoperidotíticas del Escambray. P-Peridotita promedio (según Ernst *et al.* 1970).

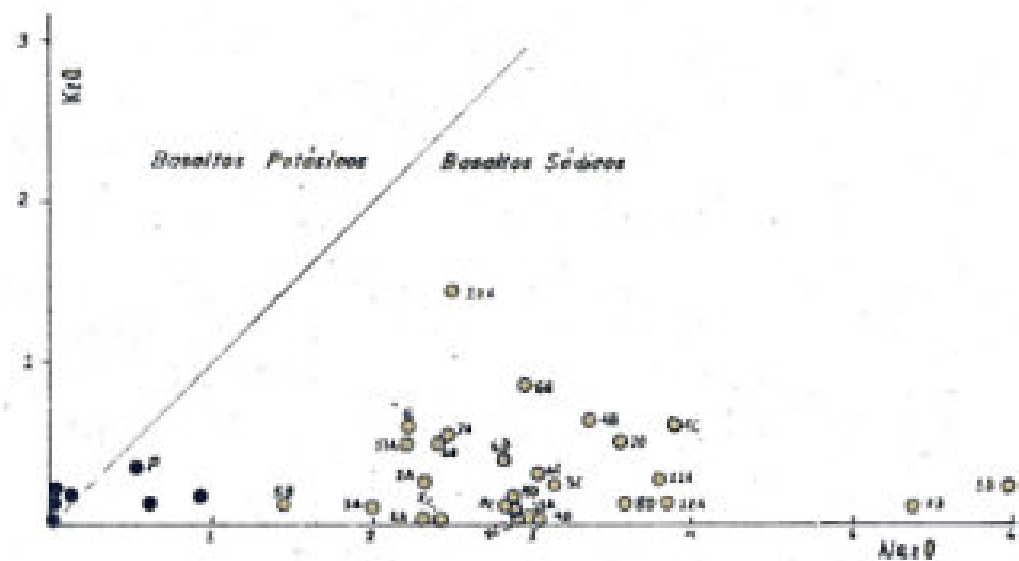


Figura.12. Eclogitas, metabasitas y esquistos glaucofánicos en el diagrama K_2O v. Na_2O .

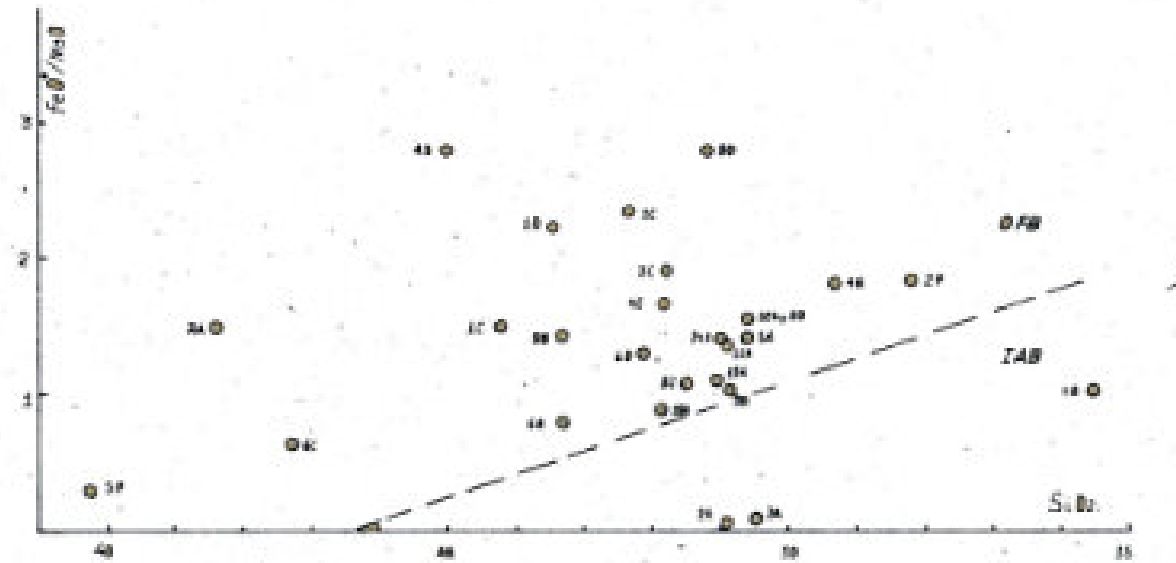


Figura 13. Metabasitas, esquistos glaucofánicos y eclogitas en el diagrama FeO/MgO v. SiO_2 (Irvine y Baragar).

Tabla 1. Localización de muestras. (Anexo añadido).

Muestra	Roca	Referencia	Clave y localidad	Observaciones
1A	Esquisto verde	Dublan y Álvarez, et. al., 1986	Cúpula Trinidad; Crucecitas	Fm. La Sabina (K_1)
2A	Esquisto verde diaforizado	Stanik, et. al., 1981	Cúpula Trinidad (M.1208121)	Fm. Loma la Gloria (J_1 - J_3)
3A	Esquisto verde	Dublan y Álvarez, et. al., 1986	Cúpula Trinidad (M.1205125)	Fm. Loma la Gloria (J_1 - J_3)
7A	Anfibolita	Stanik, et. al., 1981	Cúpula Sancti Spiritus (M.4425061)	FM. Loma la Gloria (J_1 - J_3)
10A	Anfibolita	Stanik, et. al., 1981	Cúpula Trinidad (Pozo 1; prof. 71.50 m)	Fm. Yaguanabo (K_1)
11A	Anfibolita	Stanik, et. al., 1981	(Pozo 4; prof. 157 m)	Fm. Yaguanabo (K_1)
12 A	Anfibolita	Stanik, et. al., 1981	Pozo 4; prof. 144 m)	Fm. Yaguanabo (K_1)
13 A	Anfibolita	Stanik, et. al., 1981	Pozo 4; prof. 127 m)	Fm. Yaguanabo (K_1)
15 A	Esquisto verde	Stanik, et. al., 1981	Cúpula Sancti Spiritus (M.410312)	Fm. Loma la Gloria (J_1 - J_3)
4B	Diabasa	Cruz, et. al., 1987.	Sierra del Rosario. Pinar del Río	Fm. El Sábalo (promedio de 5 análisis)
5B	Metabasita	Cruz, et. al., 1987.	Sierra de Los Órganos. Pinar del Río	Fm. Arroyo Cangre
6B	Piroxenita	Stanik, et. al., 1981	Cúpula Sancti Spiritus (4107052)	
7B	Anfibolita granatífera	Stanik, et. al., 1981	Cúpula Sancti Spiritus (410302.3)	
1C	Eclogita	Stanik, et. al., 1981	Cúpula Sancti Spiritus (M 411206.1)	
2 C	Eclogita	Álvarez y Millán, 1992.	Cúpula de Trinidad. La Sierrita.	Fm. Loma La Gloria
3 C	Metagabro	Álvarez y Millán, 1992.	Cúpula de Trinidad. La Sierrita.	Protolito de 2C
4 C	Esquisto glaucofánico	Stanik et. al., 1981	Cúpula Sancti Spiritus (M 411309)	

5 C	Anfibolita	Stanik et. al., 1981	Cúpula Sancti Spiritus (M 4117042)	Fm. Yayabo (J ₁ ¿)
6 C	Apoeclogita	Stanik et. al., 1981	Cúpula Sancti Spiritus (M 410602)	
1D	Metabasalto	Stanik et. al., 1981	Cúpula Trinidad. (M 210711)	Fm. Yaguanabo (K ₁) (bomba)
2 D	Esquisto glaucofánico	Dublan y Álvarez, et. al., 1986	Cúpula Trinidad.	Melange Los Guapos
4 D	Eclogita	Álvarez, en Vasilev, et. al., 1989	Crucero Margot. Santa Clara.	Melange Santa Clara. (Cuba Norte)
5 D	Eclogita	Andó, J., 1989	Holguín. Zona de Mateo. Cuba Oriental.	Melange de Cuba Oriental.
6 D	Metabasita	Dublan y Álvarez, et. al., 1986	Cúpula Trinidad. (M 122124)	
8 D	Metagabro	Dublan y Álvarez, et. al., 1986	Cúpula de Trinidad. (M 129145)	
9 D	Anfibolita granatífera	Stanik et. al., 1981	Cúpula Sancti Spiritus (M 4115074)	
1F	griquaita	Padera, 1972	Bohemia. República Checa.	Promedio de Smulikowski
ZP.	diabasas	Stanik et. al., 1981	Arroyo Blanco. Provincia de Sancti Spiritus.	Promedio de 6 muestras
SP.	serpentinitas	Stanik et. al., 1981	Arroyo Blanco y Florencia Provincia de Sancti Spiritus.	Promedio de 4 muestras



Esquistos glaucofánicos del Escambray (según Dublan y Álvarez, *et. al.*, 1986)



Serpentinitas apoperidotíticas del Escambray (según Dublan y Álvarez, *et. al.*, 1986)

Eg, Py, G: Esquistos glaucofánicos, peridotito y gabros promedio (según Ernst *et. al.*, 1970)

4. Modelos geotectónicos.

En la **Figura 14** está representada la posición y las relaciones entre el Macizo Metamórfico Escambray (MME), el Complejo Anfibolítico Mabujina (CAM) y la parte sur aflorada del Arco Insular Volcánico de Zaza (AVZ). La sección está construida sobre la base de observación superficial (cartografía), algunos perfiles sísmicos y perforaciones, datos gravimétricos y la especulación geológica; lo mismo que la **Figura 15** que muestra el segmento norte del perfil de Cuba central.

Por supuesto, la construcción de la complicada estructura del MME es altamente especulativa y además está muy simplificada. A pesar de ello se pueden comentar varios rasgos fundamentales: Entre ellos la colocación de los nappes de rocas metamorizadas en condiciones HP-LT (tipo Monforte), en una posición superior que coincide con la Zona Metamórfica 3 (Millán y Somin, 1985a), Estas unidades cabalgan sobre otros nappes de grado metamórfico menor (en gran medida coincidentes con la Zona Metamórfica 2 de los mismos autores) indicando sobrecorrimientos postmetamórficos (según Millán y Somin, 1985a).

Sin embargo, paradójicamente, sobre los nappes de este tipo al norte de las Cúpulas de Trinidad y Sancti Spiritus se encuentran cabalgando algunas escamas (Unidad Tectónica No. 6, de Millán y Somin 1985a) compuestas por formaciones terrígeno-calcareas de la parte inferior del corte (J₂-J₃) con un grado metamórfico menor y según parece, sin asociaciones de alta presión: separadas de su yacente por una faja de melange ultramáfico con rocas eclogíticas, jadeíticas y glaucofánicas. Al menos un dato parece

mostrar que este caso podría ser general para la parte rorte del MEE. Se trata del Pozo Seibabo 3 (Dublan Álvarez Sánchez *et. al.* 1985: véase también Millán y Somin, 1985b), el cual cortó sucesivamente rocas del AVZ, del CAM y debajo, las metamorfitas mencionadas. Considerando la construcción geológica planteada en la **Figura 14** donde se refleja un sistema de desplazamientos de nappes diferenciados de sobrecorrimientos e infracobijaduras más o menos simultáneos, a partir de la influencia de una zona estrecha, muy activa, se puede concebir un mecanismo para explicar esta paradoja, parecido por sus efectos, aunque diferente en sus factores desencadenantes; al de las diverticulaciones, propuesto por Lugeon en 1943 (fide Badoux, 1967). De todas formas, en la profundidad, se supone la presencia de otras unidades de alta presión que deben asociarse estrechamente a la "zona activa" que se coloca, ahora, al Norte del Escambray, alterada y enmascarada por eventos superpuestos.

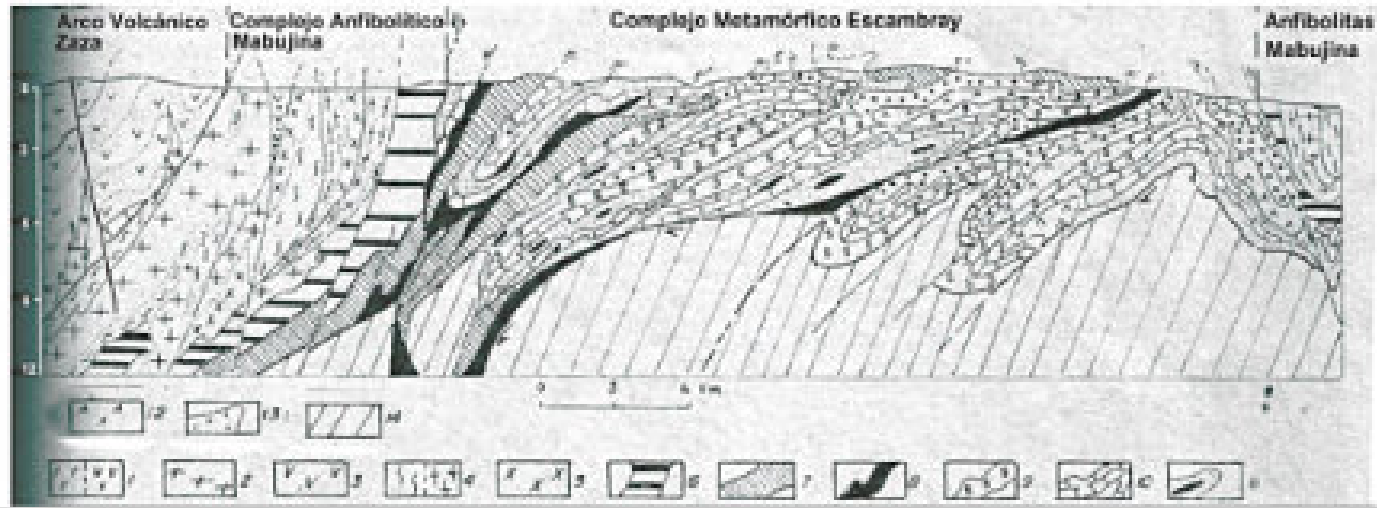


Figura.14. Sección Esquemática a través de los Macizos metamórficos de Cuba Sur Central en el contacto con la Zona Zaza (Arco Insular Volcánico del Cretácico) **Leyenda:** 1. Vulcanitas del Cretácico inferior (a. calcoalcalinas, b. toleíticas) 2. Granitoides y cuarzodioritas de la serie calcoalcalina normal. 3. Metabasaltos hasta metaandesitas metamorizadas en lo facies de esquistos verdes. 4a. Anfibolitas metavulcanógenas, metaaglomeráticas, metatufogénicas y metaporfiríticas de composición basalto-andesítica (metavulcanitas de Zaza) 4 b. Anfibolitas máficas de grano fino, microgneises, metasilicitas, 5. Plagiogranitos bimicáceos foliados, metacuarzodioritas Granatíferas, Gneises biotíticos. 6 Piroxenitas horblendicas, norblanditas, Peridotitas, metagabros Piroxenicos. 7. Nappes y escamas con metamorfismo de alta presión (HP LT), 8. Melange de matriz ultramáfica con bloques de metamorfitas de alta presión (incluyendo eclogitas y jadeitas). 9. Antigoritas tectonizadas con bloques de metagabros y metadiabasas, mármoles y metasilicitas, 10. Mármoles de Formaciones Jurasicas y Cretácico Inferior con cuerpos de metabasitas, 11. Complejo de Formaciones metaterrígenas y metaferriígeno-calcareas con ocasionales cuerpos metabasíticos del J₂, J₃. 12. Metavulcanitas alcalinas (Metabasaltos Yaguanabo del Cretácico Inferior), 13. Complejos de Fysch silíceos y silíceo-calcareo-terriígenos del K1 al K2, 14. Basamento siálico del Escambray.

Otro aspecto a considerar es la forma de emplazamiento del melange ultramáfico, a favor de zonas estrechas de movimiento diferencial entre mantos, de forma similar a las protruciones. Esto explicaría la presencia de enormes bloques de zoisititas atrapados en el contacto entre nappes con metamorfismo discrepante por sus asociaciones de presión normal, con estas metamorfitas de alta presión, descritas recientemente en esa posición en la región de La Sierrita al sur de la Cúpula de Trinidad (Millán y Álvarez Sánchez. En preparación).

Por último se presenta esquemáticamente la composición estratigráfica limitada de las unidades septentrionales, (**Figura 15**) las cuales tienden a contener solo las secciones inferiores del corte (jurásicas), mientras que las sureñas cuentan además con desarrolladas secciones vulcanógenas y de los flysch silíceos-calcareos, ignitas máficas y metaterrígenos grauvacosos y calcáreos del Cretácico Inferior y Superior. Si esta situación se mantiene en la sección vertical profunda de los nappes del Escambray, indudablemente tendrá ese significado paleogeográfico específico y en este trabajo se acepta así a título hipotético.

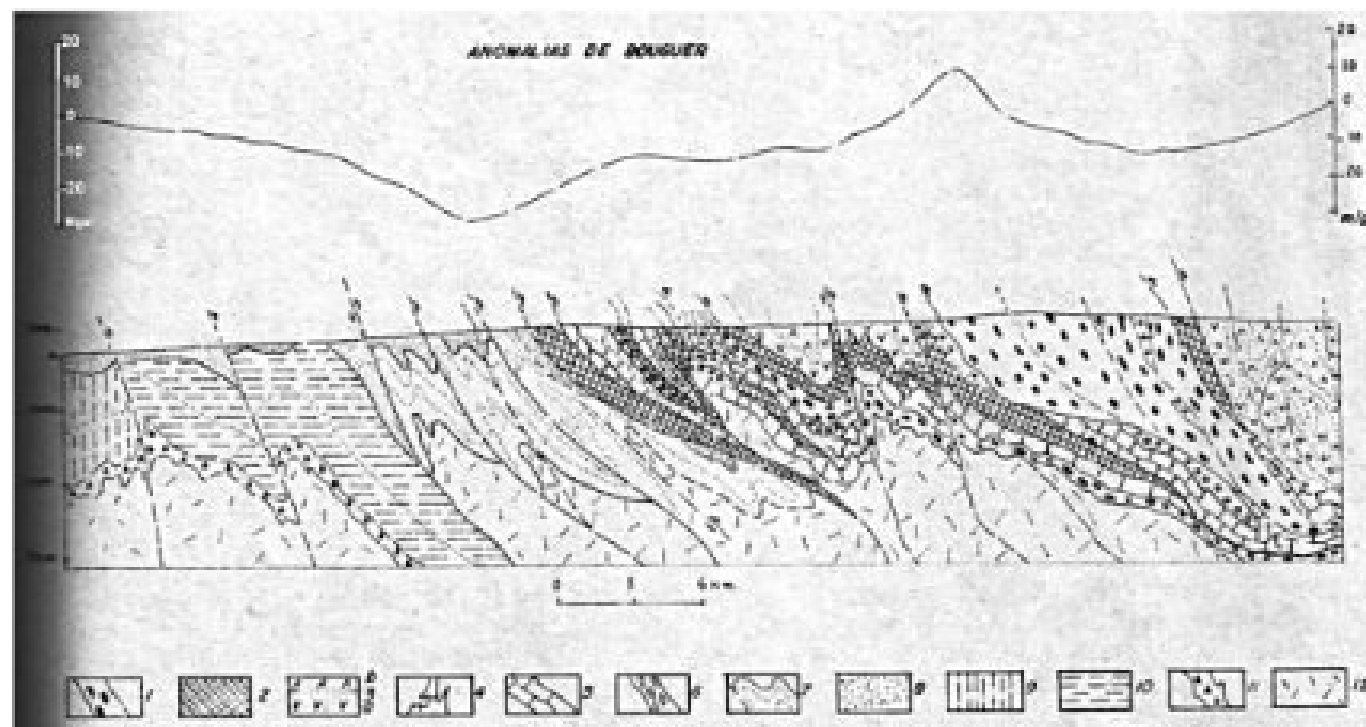


Figura. 15. Sección a través del Complejo Ofiolítico y melange ultramáfico al norte de Cuba Central en el contacto con la Plataforma de Bahamas (N) y la Zona Zaza (S). Leyenda: 1. Melange ultramáfico con metamorfitas de alta presión; 2. Complejo ofiolítico del Cretácico Inferior. 3. Arco Insular Volcánico de Zaza (a. Fm. Cabaiguan, b. Fms. Provincial y Brujas). 4. Granitoides cretácicos, 5. Zona de Placetas (Complejo calcáreo silicítico de aguas profundas) 6. Olistostromas del Paleoceno-Eoceno Inferior, 7. Zona de Camajuaní (complejo calcáreo-silicítico, brechas, de aguas progresivamente profundizadas). 8. Flysch y brechas del Maastrichtiano-Paleoceno-Eoceno Inferior. 9. Zona de Cayo Coco. 10. Zona de Remedios, 11. Evaporitas. 12. Basamento (Campo Gravitacional según Soloviet *et al.* 1964, con algunas correcciones según Vasilev *et al.* 1989).

El CAM yace sobre el MME, como se muestra en la Figura 14; aspecto conocido desde mucho antes (Millán y Somin 1976; Somin y Millán, 1981; y Dublan y Álvarez Sánchez *et al.* 1985). Recientemente Haydoutov *et al.* 1989, argumentaron la composición ofiolítica de una parte considerable de su corte. Otra sección superior del mismo, a todas luces, parece derivarse de secciones bajas del propio Arco Volcánico, tales como las "anfibilolitas bandeadas", con un grado atenuado de recrystalización, en las cuales fue encontrada una microflora de edad jurásica a cretácica temprana (Dublan *et al.*, 1989). Si esto último es cierto, cabe poner en duda que la Fm. Los Pasos (vulcanitas ácidas del Hauteriviense) sea la Fm. debutante del magmatismo del AVZ.

En la Figura 14, se muestra el borde meridional de Zaza actualmente aflorado, expresado justamente por la Fm. Los Pasos. Hay que decir que tal límite es convencional. Primero, por que tanto las anfibilolitas como las vulcanitas, así como las granodioritas del K₂ yacen al sur del Escambray también. Segundo, porque tales complejos los suprayacen como se indicó. Sin embargo, conviene poner de manifiesto que la sección estratigráfica del AVZ conservada, así como las tendencias petroquímicas que se expresan de Sur a Norte, fundamentan esa dirección como la primaria en la evolución de la pila volcánica (Dublan y Álvarez Sánchez *et al.*, 1985; Díaz de Villalvilla, 1988).

Para explicar la evolución del segmento sureño del perfil de Cuba Central, proponemos el modelo muy esquematizado de la **Figura 16**. El mismo recoge varias ideas interesantes formuladas por Mattson (1979), Millán y Somin (1981b), Stanik *et al.* 1981, Iturralde Vinent (1981) y Puscharowski *et al.* 1989. El modelo sobre todo explica satisfactoriamente, a nuestro juicio, el mecanismo de superposición de los nappes más metamórficos sobre los menos metamórficos, el emplazamiento del melange ultramáfico, con metamorfitas HP-LT en zonas de movimiento diferencial y el desarrollo de los dos tipos de eclogitas hasta ahora conocidos en esta región. También puede explicar la coexistencia de una cuenca marginal de larga duración, compatible con la subducción y la diferenciación facial que se destaca en las unidades de nappes principales del Escambray. Una parte de esos

nappes, con metamorfismo de alta presión y sección estratigráfica limitada, probablemente se originaron a partir de su temprana inserción en la zona de subducción y su consiguiente sustracción de la esfera de la sedimentación, la cual continuaba normalmente en el resto del dominio (Álvarez Sánchez, 1989).

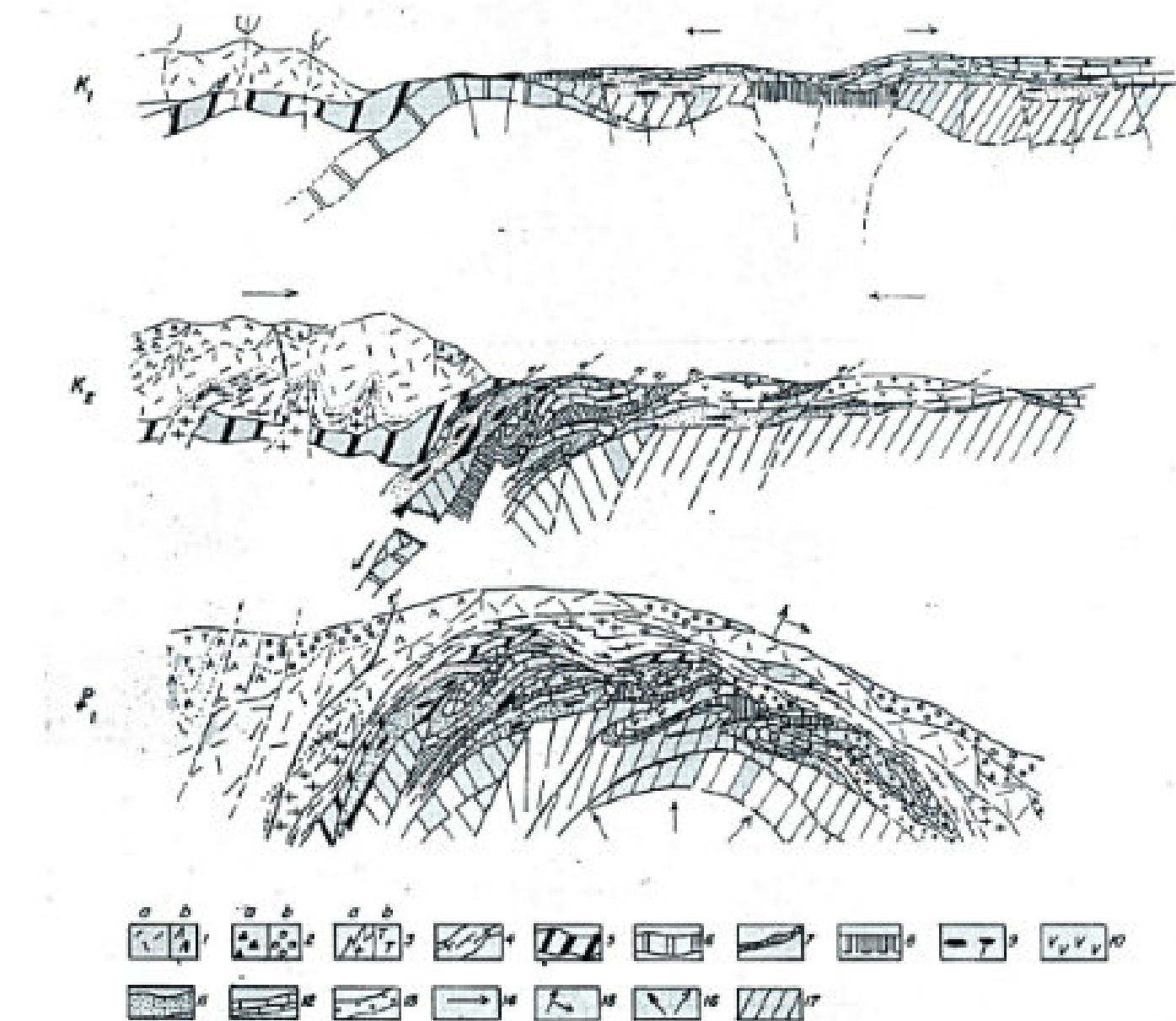


Figura.16. Modelo de formación de los mantos tectónicos y del proceso de metamorfismo en el Macizo del Escambray. Leyenda: /a. Vulcanitas toleíticas, b. vulcanitas calcoalcalinas (a, b. AVC); 2a. Flysch tefrítico, b. Sedimentos del Cretácico tardío, 3 a. Granitoides de la serie calcoalcalina; b. formaciones vulcanógeno- sedimentarias del AVC. 4. Anfibilolitas Mabujina; 5. Fundamento melanocrático del AVC. 6. Corteza oceánica. 7. Basaltos protolíticos de la Fm. Yayabo; 8. Ofiolitas; 10. Basaltos alcalinos Yaguanabo; Complejo Terrígeno-calcáreo del Jurásico 12. Complejos calcareos del Ju y K. 13. Complejos silicíticos y flysch del K, K₂; 14. Distensión-compresión. 15. Tendencia del deslizamiento gravitacional; 16. Esfuerzos Radiales; 17. Basamento siálico.

De este modo, se puede concebir que los nappes de alta presión pertenecieron a la etapa de subducción (precampaniana) mientras que los restantes se desarrollaron en el régimen de colisión (etapa campaniana): cuando la interacción entre el AVZ y el Escambray se tornó sumamente compleja y adoptó el carácter de una obducción del primero sobre el MMB; induciendo una intrincada estructura de nappes sin y postmetamórficos. De manera que, la historia geológica del Escambray se sintetiza en la subducción durante un periodo y el

metamorfismo de una parte de sus secuencias. La apertura de una cuenca marginal, que alcanzó su apogeo en el Cretácico Inferior. La oclusión de la cuenca y la colisión con el Arco Volcánico, con el metamorfismo del resto de sus unidades, y la obducción del Arco. La relativa simplicidad de esta secuencia de acontecimientos, seguramente, es una especie de esquema simplificado de la realidad y debe considerarse más que como una aproximación a ella.

El segmento Norte del perfil de Cuba Central se muestra en la **Fig. 15**. Esta región tiene una serie de peculiaridades especiales y sobre ella abundan los estudios y comentarios, (Wassall y Pardo, 1952); Pardo, 1953 y 1975; Hatten et. al., 1958; Duclos y Vuagnat, 1962; Knipper y Cabrera, 1974 Iturralde Vinent, 1981; Pszczolkowski, 1983). A partir de la Zona de Remedios, hacia el Sur, las secciones estratigráficas son de aguas progresivamente profundas hasta alcanzar, en la Zona de Placetas (Fm. Sta Teresa del Álbano) el nivel oceánico (Duclos y Vuagnat, 1962). En este trabajo hemos presentado argumentos para fundamentar que, una parte de estos complejos calcáreos-silíceos, fueron depositados sobre un basamento heterogéneo; siático hacia el Norte, simático hacia el Sur. Las relaciones entre las Formaciones de la Zona de Placetas (Constancia, Veloz, Carmita, Sta Teresa, Amaro) con el basamento siático de tipo Socorro, fueron mostradas recientemente por Pszczolkowski, 1983) y Renne et. al. (1989). Un estudio más detallado sobre la edad de este basamento (Complejo Socorro) se encuentra en Renne et. (op.cit.). Las relaciones de esta misma secuencia formacional con las ofiolitas y el melange ultramáfico se destaca mejor en la región entre Santa Clara y Meneses, donde la Zona Placetas está desmembrada en enormes cuñas (Placetas, Cifuentes y Jarahueca, según Knipper y Cabrera, 1974) incluidas completamente en las ofiolitas. Puede postularse que una parte de esas ofiolitas existían en forma de un melange, desde antes del debut sedimentario de Placetas. Suposiciones de índole similar fueron expresadas, aunque no explícitamente argumentadas, por Millán y Somin (1976). Iturralde Vinent (1981), señala la probabilidad de que "las ofiolitas (o una parte de ellas) ya estuvieran formadas en el Tithoniano, pues la vulcanitas del Tithoniano? al Campaniano se depositaron probablemente en discordancia sobre el basamento ofiolítico" (sic). Este mismo autor argumentó convincentemente los detalles de los estadios iniciales de la apertura de la depresión oceánica, donde se gestó el complejo ofiolítico del Jurásico tardío o Cretácico temprano, que ahora observamos como entidades no metamorfizadas o solo en condiciones de metamorfismo oceánico, rotas y desmembradas dentro de un melange con bloques metamórficos de alta presión, típicos de una zona de subducción (Millán y Somin, 1976). Las evidencias muestran claramente un estadio de deformación de esos tres complejos (melange; ofiolitas y Camajuani Placetas) (Vasilev et. al., 1989).

Otro rasgo importante de la estructura de esta región (y de toda Cuba) es el desarrollo de una tectónica transcurrente en las fronteras entre las unidades principales, y aun dentro de ellas (Pardo, 1953; Rigassi-Studer, 1961; Duclos y Vuagnat, 1962). Sin subestimar la importancia de estos movimientos, se puede sostener que: 1ro, tienen una mayor relevancia en las unidades más septentrionales y próximas al margen continental norteamericano (Bahamas); 2do, tienen una expresión más clara y convincente en el tramo entre las Fallas de Cochinos y La Trocha (**Figura 18**). En este segmento de la estructura cubana se destaca el más extenso y notablemente recto de los campos gravitacionales negativos de la Isla (ver también Soloviet et. al. 1964). Recientemente, Duclos (1989) destacó nuevamente la tectónica transcurrente en el norte de Cuba Central, enfatizando su destacado papel en las deformaciones tectónicas de esa región.

Tomando en consideración lo apuntado anteriormente, así como los argumentos presentados al principio, sobre las relaciones entre el melange ultramáfico, las ofiolitas cretácicas, los complejos de Camajuani y Placetas y las vulcanitas del AVZ; es posible elaborar un modelo que integre los principales detalles mencionados y que se esquematiza en la **Figura 17**. En esta construcción hipotética, se representa un mecanismo de emplazamiento de las ofiolitas. En el estadio temprano, el corte estructural está compuesto por tres elementos principales: la corteza septentrional (Bahamas); la corteza intermedia o Basamento Socorro (Renne et. al., 1989); y la corteza meridional heterogénea de tipo "collage", constituida por un melange y una corteza simática no tectonizada. Este último segmento se podría identificar, en parte, con el borde norcaribeño de una placa oceánica de proveniencia pacífica. El segmento medio puede considerarse que corresponde con uno de los bloques que supone Renne et. al. (1989) resultaron de la fragmentación del microcontinente "Caribbeana" y su consiguiente desplazamiento hacia el oriente en estrecha conexión con los eventos de separación de Pangea e introducción de la Placa Caribe entre las dos Américas.

En principio, esta explicación concuerda con la necesidad de justificar la discordancia de los eventos tectonotermales a ambos lados de la Sutura Caribe-Bahamas. Es coherente con la proveniencia de material detrítico desde el Complejo Socorro hacia la Fm. Constancia (tithoniana), primera unidad de la Zona Placetas, y de las relaciones conocidas entre la Fm. Veloz (Tithoniano Barremiano) y el Complejo Socorro (Pszczolkowski, 1983; Renne et. al. 1989) que se complementan con las evidencias presentadas sobre la posible sedimentación de ambas unidades sobre el basamento simático hacia el sur. Por supuesto, todo se coordina con las relaciones transicionales que se pueden argumentar entre la Zona de Remedios y las Zonas de Camajuani y Placetas; incluso Zaza, como plantea Iturralde Vinent (1981).

En el segundo estadio se registra la apertura de la "depresión oceánica". Es interesante que la edad probable de su pleno desarrollo coincida, en sentido general, con la edad postulada en este trabajo para la culminación de una cuenca marginal en Sur-Escambray (Cretácico Inferior). En todo caso puede considerarse que la apertura de la depresión oceánica en la región Nortes8proto cubana fue coetánea con la subducción del frente de avance en el Escambray y que ambos estuvieron conectados como eventos parciales de un mismo proceso general.

Si la Zona Zaza, como parece, se encuentran relacionadas con esa zona de subducción, con su frente volcánico hacia el sur, la depresión norteña postulada por Iturralde (1981), parece bastante similar, cuando no identifica a una cuenca de tipo back-Arc por varios de sus rasgos característicos como pueden serlo sus mecanismo de formación, la naturaleza de su magmatismo (Hawkins, 1977, la influencia de la tectónica transcurrente y en gran medida su perfil sedimentario (Klein, 1985).

En el tercer estudio se ha representado la situación durante la cual produce la transformación de un estado distensivo-transcurrente, a un régimen de movimiento transpresivo. Esta etapa transpresiva, en nuestra opinión, se relaciona con el régimen de colisión establecido al sur, entre el MME el AVZ (**Figura 16**) a finales del Campaniano. La continuidad del proceso de colisión desplaza y comprime al arco volcánico hacia el norte entre cuyas líneas de compresión se encuentra la depresión Back-Arc. El desarrollo de este proceso refleja el paso definitivo a las condiciones de una completa obducción de ese complejo en dirección al norte, como se esquematiza en la **Figura 17**.

El melange ultramáfico infrayacente, en estas condiciones, fue removilizado y comprimido hacia la superficie, englobando indistintamente a las ofiolitas cretácicas y a los complejos de Camajuani y Placetas. La protrusión del melange ultramáfico con metamorfitas de alta presión no ascendió mediante una vía preferente, sino varias vías de ascenso representadas por superficies principales, donde puede presumirse que se operaban simultáneamente extensos movimientos transcurrentes. Por esa causa hoy podemos observar que grandes cuñas tectónicas de Camajuani y Placetas, suprayacidas por olistostromas de edad Maastrichtiano-Eoceno Inferior; de ofiolitas cretácicas que incluyen vulcanitas máficas de su sección superior, e incluso de vulcanitas cretácicas del Arco Insular; se encuentran enmarcadas por estrechas fajas de melange ultramáfico con metamorfitas de alta presión, que generalmente no superan 100 m de potencia. Tales hechos, constatados mediante detalladas observaciones de campo, dan la razón a muchos autores que en el pasado y recientemente argumentaron sobre el papel fundamental desempeñado por la combinación de la tectónica transcurrente y la compresión simultánea (transpresión) en la conformación de las estructuras de esta región (Rigassi-Studer, 1961; Duclos y Vuagnat 1962; Iturralde Vinent. 1981; Duclos, 1989).

La etapa final de estos movimientos, desarrollados en el transcurso de la llamada "Orogénia cubana del Eoceno Inferior a Medio", intensamente deformaron este prisma en su totalidad, comprimiéndolo fuertemente contra el margen continental norteamericano y soldándolo definitivamente a el (acresión).

El desplazamiento en dirección al norte ha sido evaluado de modo más o menos uniforme en varios perfiles transversales a Cuba. Pszczolkowski (1983) considera un desplazamiento de 50-70 km al norte, de la Unidad La Sierra (de la Zona Placetas), al este de la Provincia de Matanzas. Pardo (1975) considera desplazamientos de hasta 100 km al norte para algunas unidades de Cuba Central. Iturralde Vinent (1981) cita los resultados del Pozo Morón Norte, que cortó vulcanitas cretácicas sobre las evaporitas y carbonatos de la Zona Remedios. La Zona de Bahía Honda en Pinar del Río (Oeste de Cuba), compuesta por un gigantesco manto tectónico de ofiolitas y vulcanitas, está cabalgada hacia el norte, muy lejos de sus raíces, por encima de la Zona Guaniguanico (en parte equivalente de Camajuani, Placetas y Remedios) (Hatten. 1957; Pardo, 1975; Mossakovskiy y de Albear, 1979; Álvarez Sánchez, 1989). El desplazamiento mínimo no es menor de 60 km y probablemente alcanza más de 80 km.

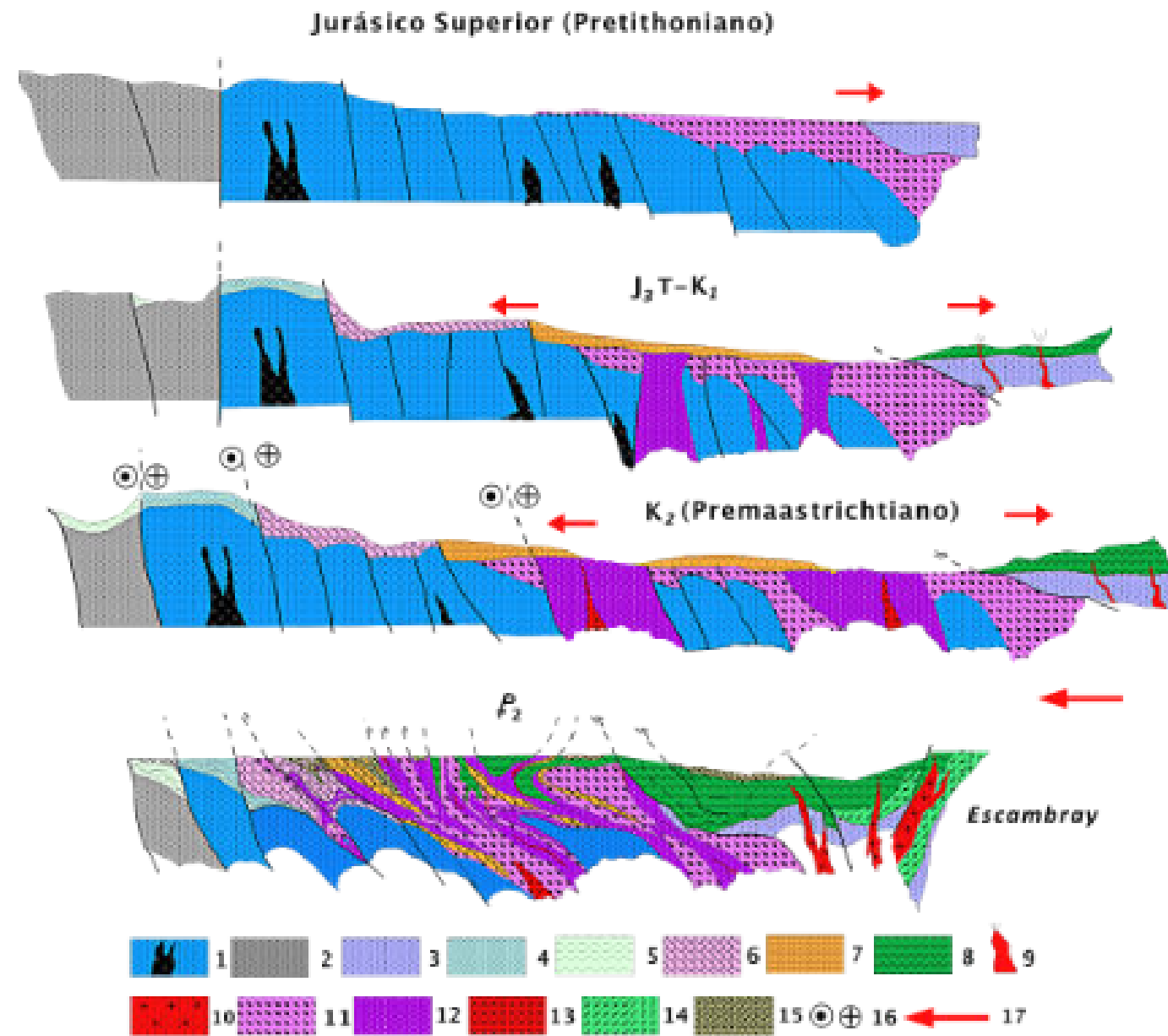


Figura 17. Variante de la evolución tectónica del segmento septentrional de Cuba central que representa la interacción de tres tipos de zócalos primitivos para la construcción de las columnas rocosas respectivas: 1-Basamento grenviliiano Socorro cortado por granitos jurásicos. 2-Basamento Bahamas. 3-Zócalo máfico del arco volcánico-cretácico. 4,5-Evaporitas y calcáreos pertenecientes al fundamento Bahamas. 6-Zona Camajuani. 7-Zona Placetas. 8-Arco volcánico del Tithoniano-Cretácico. 9-Vulcanismo ácido Los Pasos. 10-Plutones de granodioritas. 11- Mélange preexistente. 12-Complejo ofiolítico de Cuba central. 13-Plagiogranitos ofiolíticos. 14-Complejo Anfibolítico Mabujina. 15-Flysch y olistostromas. 15-Fallas con desplazamiento lateral. 17-Esfuerzos tectónicos de tensión-compresión.

En este contexto geológico evolutivo de tan impresionante complejidad, es natural que surja la cuestión de si es posible extraer alguna conclusión válida sobre las hipótesis y modelos geotectónicos en cuanto a su capacidad de explicar los hechos. Iturralde Vinent (1981) consideró que, como resultado de los procesos relacionados, el arco de circunferencia perpendicular a la Isla de Cuba aumentó decenas y hasta un centenar de kilómetros. Sin embargo, al tomar en consideración todas las etapas de distensión compresión, apertura de depresiones y oclusión de las mismas, procesos constructivos y destructivos, estrechamiento del espacio rocoso y desplazamientos laterales combinados, probablemente se llegue a la conclusión de que el incremento total del espacio geométrico es muy próximo a cero y que solamente ha cambiado la naturaleza geológica de dicho espacio. Los autores, en la actualidad, no observan discrepancias sustanciales entre la evolución geológica cubana y los modelos típicos de la

NTG. No obstante, hay cierta analogía entre el concepto de una tierra pulsante y la idea presentada por Huang Jiquing (1984), para denominar los complejos procesos de acoplamiento y desacoplamiento entre las placas o porciones de las mismas (Accordion Movement in Plate Tectonics). En nuestro concepto, la historia geológica de Cuba será más clara cuando se sumen al análisis las informaciones detalladas de las estructuras internas de Cuba, que por desgracia todavía son muy incompletas y cuando dichas informaciones se integren a los modelos conceptuales que se aplican actualmente a toda el área del Caribe.

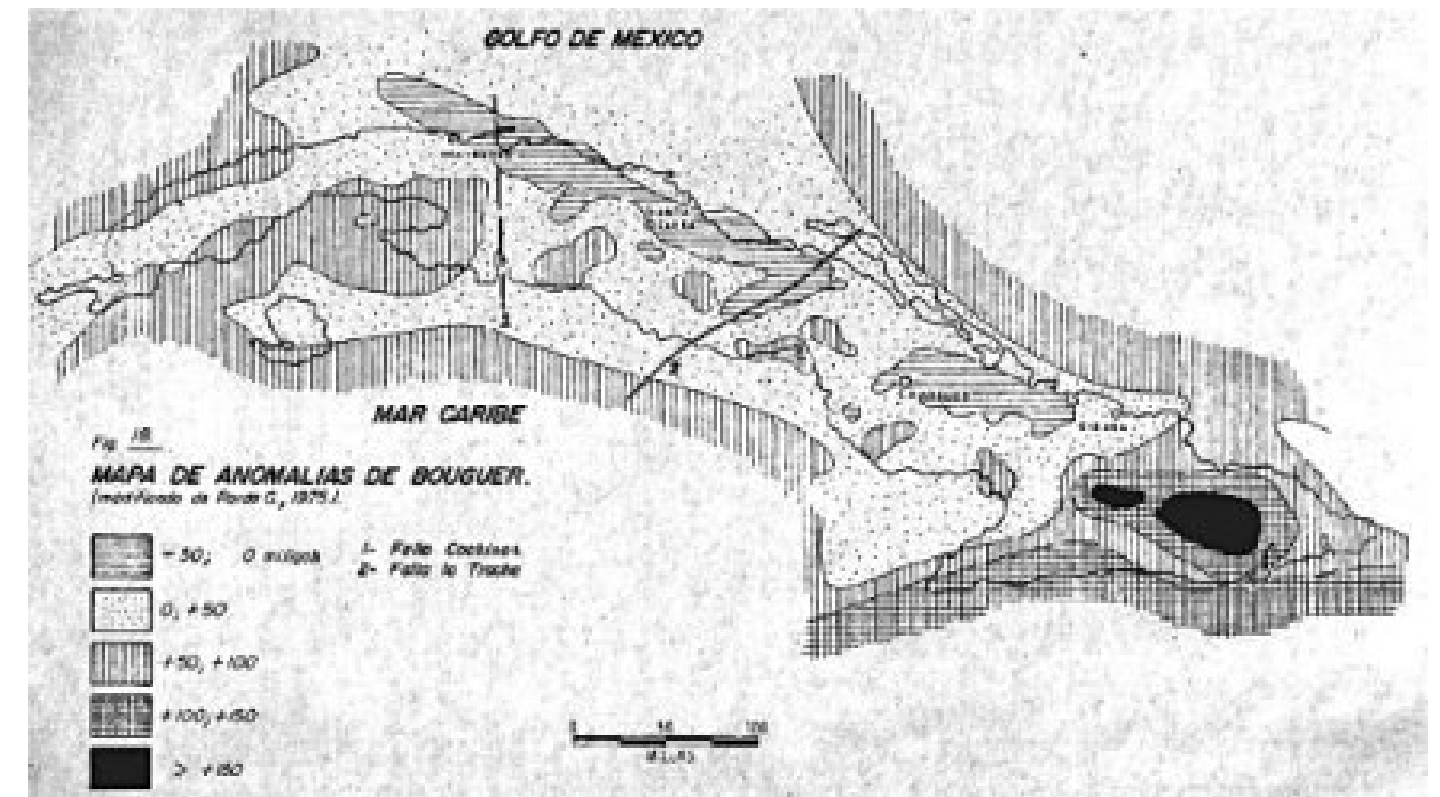


Figura 18. Mapa gravimétrico de Anomalías de Bouguer (Modificado de Pardo, 1975).

Agradecimientos.

La presente investigación fue realizada en la Empresa Geólogo-Minera de Cuba central y en Instituto de Geología y Paleontología. Los autores agradecen a dichas entidades por el apoyo prestado en su realización. Igualmente agradecemos al Ing. Rafael Rodríguez por gestiones para el estudio de RX de granates. Una expresión de gracias al Dr. Armando Fernández de la empresa geológica por la lectura crítica del manuscrito. Estamos muy agradecidos por la inestimable ayuda de los Ings. Osiel Puig y Ángel Fernández en la preparación del manuscrito y su ayuda personal.

Referencias.

- Álvarez Sánchez, H., 1989, *Mecanismo tectónicos y desarrollo estructural de la Sierra de Los Órganos*. 1^{er} Congreso Cubano de Geología (inédito).
- Badoux H., 1967, *De quelques phénomènes sédimentaires et gravifiques liés aux orogénèses*. *Eclogae. Geol. Helv.* V 60, No. 2 pp. 399-406.
- Bibikova, E. V., Hatten, Ch. W., Kistler, R. W., Matinson, J. M., Millán G., Renne, P. R., Somin, M. L., 1989, *Mabujina Complex of Cuba: Its age and geological position*. 1^{er} Congreso Cubano de Geología (Resúmenes).
- Coleman, R. G.; Lee, D. E.; Beattly, L. B. and Brannock, W. W., 1965, *Eclogites and eclogites: their differences and similarities*. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, v. 76, p. 483-508.
- Dal Piaz, C. V.; Ernest, W. G., 1978, *Areal geology and petrology of eclogites and associated metabasites of the Piamonte ophiolite nappe, Breuil St. Jacques Area, Italian Western Alps*. *Tectonophysics*, 51, p. 99 - 126.

Díaz de Villalvilla, L., 1988, Caracterización Geológica y petrológica de las asociaciones vulcanógenas del Arco Insular Cretácico en Cuba Central. Resumen de Tesis de grado. Cienc. De la Tierra y el Espacio.

Díaz de Villalvilla, L., 1989, Características geoquímicas de las series volcánicas principales del Arco Insular Cretácico en Cuba central (provincias Cienfuegos, Villa Clara, Sancti Spiritus). *1^{er} Congreso Cubano de Geología. (Resúmenes).*

Dobretsov, N. L., 1984, Problem of the Jadeitic rocks, associating with ophiolites. *Mineralia Slovaca*, 16, 1; p. 3-12.

Dublan, L., Álvarez-Sánchez, H. (Editores), 1986, **Dublan, L., Álvarez-Sánchez H.; Mlcoch, B.; Mañour, J.; Lledíaz, P.; Molak, B., Vázquez, C.; Snopkova, P.; De los Santos, E., Soucek, J.; Pérez, M.; Mihailova, A.; Bernal, I.; Zoubek, J.; Ordoñez, M.; Soucek, J.; Morousek, J.; Svetska, J.; Marshall, W.; Pérez-Conde, R.; González, E.; Rodríguez, R.; Informe Final del levantamiento geológico y evaluación de los minerales útiles en escala 1:50,000 del Polígono CAME-I, Zona Centro. Centro Nacional del Fondo Geológico. La Habana. 1,402 Págs. 250 mapas. (Inédito).**

Dublan, L., Snopkova, P., Álvarez Sánchez, H., 1988, Datos preliminares sobre la edad de las anfibolitas del Cinturón de Mabujina de Cuba Central, según el método paleobotánico. *Bol. de Geociencias. V. 3. Nº. 2. pag. 48-56. Centro Universitario de Pinar del Río. Cuba.*

Ducloz, Ch et Vuagnat, M., 1962, À propos de l'âge des serpentinites de Cuba. *Archives des Sciences. Soc. Phys. et d' Histoire Naturelle. Génève Vol. 15, Fasc. 2. 309-332.*

Ducloz, Ch., 1989, Transcurrent faulting: a major tectonic features of North-Central Cuba. *1^{er} Congreso Cubano de Geología (Resúmenes).*

Ghent, E. D., Coleman, R. G., 1973, Eclogites from Southwestern Oregon. *Geol. Soc. of Am. Bull.* v.84, pp. 2471-2488.

Hatten, Ch. W., 1957, Geology of Central part Sierra de los Órganos. Pinar del Río Province Cuba. *48 pags. 19 figs. Fondo Geológico Nacional. La Habana. Cuba.*

Hatten, Ch., W.; Schooler, O. E.; Giedt, N. R. and Meyerhoff, A. A., 1958, Geology of central Cuba, Eastern Las Villas and Western Camaguey provinces, Cuba. *Centro Nac. Fondo Geol., Minist. Indust. Bas., La Habana (inédito).*

Hatten, Ch., Mattinson, J. M., Renne, P. R., Somin, M.L., Millán, G., et al., 1989, Rocas metamórficas de alta presión: Nuevos datos acerca de sus edades. *1^{er} Congreso Cubano de Geología (Resúmenes).*

Hawkins J. W., 1977, Origin and evolution of marginal basins and recognition of their remnats in orogenic belts. *Geol. Soc. Am.*, v. 9, pp. 1006-1007.

Haydutov, S., 1986, Model for the cretaceous geotectonic evolution of Central Cuba. *Contribution of Bulgarian Geology. (Khrishev, Kh.; Nachev, I.; Editors) Bulgary Geol. Soc. pag. 117-125.*

Haydutov, S., Boyanov, I., Millán, G., 1989, Nuevos aspectos acerca de la génesis del protolito del Complejo Anfibolítico Mabujina, Sur de Cuba central. *1^{er} Congreso Cubano de Geología (Resúmenes).* 97-98.

Huang Jiquing, 1984, New researchs on the tectonic characteristics of China. *Tectonics of Asia.* 27 Int. Geol. Congr., v. 5.

Irvine, T.N. y Baragar, W.R., 1971, A guide to the chemical classification of the common rocks. *Journal of South American Earth Sciences* 8: 523-548.

Iturralde Vinent, M. A., 1981, Nuevo modelo interpretativo de la evolución geológica de Cuba. *Cienc. de la tierra y el Esp.*, n. 3, p. 51-89.

Iturralde Vinent, M. A, y Marí, T., 1984, Basaltos toleíticos de la Sierra de Camaján (Zona de Placetas). Camaguey. Resúmenes 10. Jornada Cient. I.G.P. La Habana.

Klein, G. D., 1985, The control of depositional depth tectonic uplift and volcanism on sedimentation processes in the Back-Arc basins on the western Pacific. *Ocean Jour. of Geol.* v. 93.

Knipper, A. L. y Cabrera, R., 1972, Tectonic position of ultramafic bodies of Cuba. *VI Conferencia Geol. del Caribe, Margar., Venezuela. Memorias, p. 167 – 170.*

Knipper, A. L. y Cabrera, R., 1974, Tectónica y geología histórica de la zona de articulación entre el mio y eugeosinclinal del cinturón hiperbásico de Cuba. *Public. Especial n. 2. Contribución a la geología de Cuba Instituto de Geol. Acad. de Ciencias de Cuba.* 15-77.

Kubovics, I., Andó, J., Szakmány, Gy., 1989, Comparative petrology and geochemistry of high-pressure metamorphic rocks from easter Cuba and western Alps. *Acta Min. Petrog. Szeged XXX, pag. 35-54.*

Macdonald, G. C., 1977, A re-evaluation of the serpentinites and serpentized rocks of the Northwest Trinidad Mountains, Las Villas province, Cuba. *Carleton University. Thesis. Ottawa.*

Macdonald, G. A., and Katsura, T., 1964, Chemical composition of Hawaian lavas. *Jour. of Petrolog.* V.5, p.82-133.

Mattson, P. H., 1979, Subduction, buoyant breaking, flipping and strike slip faulting in the northern Caribbean. *Jour. of Geol.*, v. 87, n° 2, p. 293-304.

Mainegra, V. A., 1990, Informe mineralógico al proyecto de búsqueda de granate La Belleza. *Arch. Geol. Empresa Geólogo-Minera del Centro. (inédito).*

Millán, G.; Somin, M. L., 1976, Algunas consideraciones sobre las metamorfitas cubanas. *Serie geológica N° 27. pag. 1-21. Acad. de Cienc. de Cuba. La Habana.*

Millán, G., y Somin, M. L., 1981, Litología, estratigrafía, tectónica y metamorfismo del macizo de Escambray. *Editorial Academia. La Habana. 104 páginas.*

Millán, G. y Somin, M. L. 1985 a. Contribución al conocimiento geológico de las metamorfitas del Escambray y del Purial. Reporte de Investigación N° 2. IGP. Academia de Ciencias de Cuba. 74 Pág.

Millán, G. y Somin, M. L., 1985b, Condiciones geológicas de la constitución de la capa granito-metamórfica de la corteza terrestre de Cuba. *Pub. Esp. Inst. de Geol. y Paleont. La Habana. 83 p.*

Miyashiro, A., 1974, Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. *Am. Jour. of Science.* v.274, pp.321-355.

Moore, T. E., 1986, Petrology and tectonic implication of the blueschist bearing Puerto Nuevo melange complex; Viscaíno Peninsula, Baja California Sur, Mexico. *In Blueschists and Eclogites. The Geol. Soc. of Am. Memoir 164.*

Newton, R. C., 1986, Metamorphic temperatures and pressures of Group B and C eclogitas. *In Blueschists and Eclogites. The Geol. Soc. of Am. Memoir 164.*

Padera, K., 1972, Griquaítes in the Moldanubicum of the Bohemian Massif. *Upper Mantle Project Progr. in Czechoslovaquia Geol. Final Report. pp. 51-59.*

Pardo, G., 1953, Geologic exploration. *Cuban Gulf Oil Company. CNFG. La Habana.* (ined.).

Pardo, G., 1975, Geology of Cuba. *In The Ocean basins and margins, Vol. 3: Caribbean and Gulf of Mexico, p. 553-613. Plenum Press. New York.*

Pearce, J. A. and Cann, J. R., 1973, Tectonic setting of basis volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Planet. Scienc. Letters*, v. 19, p. 290-300.

Pearce, J. A.; Gorman, B.E and Birkett, T. C., 1974, The TiO₂-K₂O-P₂O₅ Diagram: a method of discrimination between oceanic and non oceanic basalts. *Earth Planet Scienc. Letters.* v. 24. pp. 419-426.

Pearce, J. A.; and Norry, M. J., 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contribution to mineralogy and petrology*, v. 69, p. 33-47.

Piotrowski, J., 1977, First manifestations of volcanism in the Cuban geosyncline. *Bulletin de L'Academie Polonaise des Sciences, Serie de Sciences des la Terre*, 24 (3-4): 227-234.

Pszczołkowski, A., 1983, Tectónica del miogeosinclinal cubano en el área limítrofe de las provincias de Matanzas y Villa Clara. *Cienc. de la Tierra y el Espacio.* 6, pp.53-67.

Pushcharovsky, Yu. M., Mossakovsky, A. A., Nekrasov, G. E., Sokolov, S. D., Iturralde-Vinent, M. A., Cabrera, R., Oro, J., Flores, R., Formell-Cortina, F., 1989, Tectonics of the Republic of Cuba: Explanatory note to the Tectonic map of Cuba scale 1:500000. (en ruso). *Moscow: Nauka*, 79 p. ISBN 5-02-002012-5.

Renne, P., Mattinson, J. M., Hatten, Ch. W., Somin, M., Onstott, T. C., Millán, G., Linares, E., 1989, ⁴⁰Ar /³⁹Ar and U-Pb evidence for late Proterozoic (Grenville-Age) continental crust in North-Central Cuba and regional tectonic implications. *Precambrian Research*, 42, pags. 325-341.

Rigassi-Studer, D., 1961, Quelques vues nouvelles sur la géologie cubaine. *Extrait de la Revue Chronique des Mines et de la Recherche Minière. No.302, page 3-7.*

Rutten, M. G., 1938, Geología de la parte Norte de la Provincia de Santa Clara, Cuba. *Boletín de Minas N° 16. Secretaría de Agricultura. La Habana.*

Saleeby, J., 1977, Fracture zone tectonics, continental margin fragmentation, and emplacement of the Kings-Kaweah ophiolite belt, Soutwest Sierra Nevada, California. *Mineral Resources Bull.*, v. 95, p. 141-160.

Saleeby, J., 1982, Polygenetic ophiolite belt of the California Sierra Nevada: geochronological and tectonostratigraphic development. *Jour. of Geophys. Research.* v. 87.n B.3. pp. 1803-1824.

Smulikowski, K., 1972, Clasification of eclogites and allied rocks. *Krystalinikum*, 9. pp. 107-130. Praha.

Sobolev, N. V.; Dobretsov, N. L.; Bakirov, A. B.; Shatsky, V. S., 1986, Eclogites from various types of metamorphic complexes in the USSR and the problems of their origin in Blueschists and Eclogite. *The Geol. Soc. of Am. Memoir 164, p. 349-363.*

Soloviev, O. N., Skidan, S. A., Skidan I. K., Pankratov, A. P. y Khudoley, K., 1964, Comentarios sobre el Mapa gravimétrico de la Isla de Cuba. *Rev. Tecnológica. V. 2. no. 2. pp. 8-19.*

Somin, M.L., Dobretsov, N.L., Lavrentiev, Y.G., y Millán-Trujillo, G., 1975, Las rocas glaucofánicas y apoeclógicas en Cuba Sur Central. *Dokladi Akad. Nauk. SSSR*, 21 (2): 454-457. (en Ruso).

Somin, M. L. y Millán, G., 1976, El complejo Anfibolítico de Cuba Sur Central y los problemas de la posición tectónica de la serie eugeosinclinal de la isla. *Bol. Sec. Moscovita de Amantes de la Naturaleza, Geol.*, 5, p. 73-93 (en ruso).

Somin, M. L., Millán, G., 1981, Geología de los complejos metamórficos de Cuba (Geologia metamorfisheskich kompleksov, Kuby). *Isdatelstvo Nauka, Moscú*, 219 pp (en ruso).

Stanik, E., Ching, R., Chaloupsky, J., Suchanek, J., Sehovanik, P., Valecka, J., Koverdysnsky, B., Mlcoch, B., Zoubek. J., Vazquez, C., Mañour, J., Vyjidak, B., Holak, J., Prochazka, J., Eisenreich, M., 1981, Informe del levantamiento geológico, geoquímico y trabajos geofísicos, realizados en la parte Sur de Cuba Central, en las Provincias Cienfuegos, Sancti Spiritus y Villa Clara. *Centro Nacional del Fondo Geológico. La Habana. Cuba. 555 pags. (Inédito).*

Valdiya, K. S., 1984, Tectonics of the folded fringe of the Indian Platform. *Tectonic of Asia. 27 Int. Geol. Congress. v. 5.*

Vasilev, E. (redactor); Adyarska, S., Cheleviev, E., Dimitrova, E., Dundalov, T., Ganev, M., Guerdyikov, S., Kunov, A., Mateva, K., Mijailova, L., Nedialkova, S., Petkov, N., Petrova, A., Vasileva, V., Velichkov, D., Viktorov, A., Arcial, F., Borjas, A., Ching,

R., Dárias, J. L., Díaz de T., F., Oña, R., Pavón, J., Pérez, A., Pérez, M., Pichardo, L., Vázquez, C., 1989, Levantamiento geológico 1:50 000 y Búsqueda Norte Las Villas II Jíbaro Báez. CNFG. La Habana, (inédito).

Vuagnat, M., 1959, Preliminary Report on the investigation of ultramafic rocks in Cuba. *Comisión de Fomento Nacional para el mapa geológico de Cuba. La Habana. (Edit. for private circulation). Inst. Cubano de Cartografía y Geodesia. La Habana. 35 pags.*

Wassall, H.; Pardo, G., 1952, Geological memorandum HW-II, Sagua-Calabazar, Área. CNFG. La Habana (inédito).

Rodingitas y Listwanitas. Procesos metasomáticos típicos de las rocas ultramáficas.

Humberto Álvarez Sánchez (1) y Luís R. Bernal (2).

1. Miramar Mining Corp. Panamá. 2. Instituto de Geología y Paleontología de Cuba.

Introducción.

En la literatura de la geología de Cuba los productos líticos generados por la metasomatosis de las rocas ofiolíticas; copiosos en el territorio de la Isla, no son objeto de muchos estudios y son poco conocidos, tanto como su nomenclatura y bases de su definición. La mayoría de la literatura dedicada al tema, muy espaciada en el tiempo, se concentra en casos de procesos metasomáticos desarrollados en el cinturón ultramáfico de Cuba. Entre los trabajos orientados a esta materia de contenido sustancial al respecto cabe mencionar los trabajos de Vuagnat, 1959 (*ined*); Ducloz y Vuagnat, 1962; Cabrera *et al.*, 1986; Corona-Rodríguez *et al.*, 2014. No obstante, las menciones ocasionales o colaterales también se encuentran (Knipper y Cabrera; 1974; Fonseca, 1988; Álvarez-Sánchez *et al.*, 1991). En el Escambray, un territorio rico en manifestaciones metasomáticas en sus complejos ígneos metamorfizados y en particular en las rocas ultramáficas; solo un caso contiene registros detallados provenientes del estudio de los esquistos metasomáticos en la localidad de La Sabina (Álvarez-Sánchez y Zamashikov, 1981 (*ined.*) y en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986 (*ined.*).

Generalidades de la distribución mundial, origen y productos.

La metasomatosis de rocas ultramáficas-máficas ocurre en ambientes de intercambio de sustancia en regiones de expansión oceánica (v. *et.* Boschi *et al.*, 2006); fajas ultramáficas de las cordilleras; contactos magmáticos ricos en fluidos y gases y en cinturones de mélanges serpentiniticos (v. *et.* Moore, 1986). En la transformación participan tanto las ofiolitas como sus contactos, inclusive las sedimentitas. El metamorfismo y el metasomatismo pueden ocurrir por separado o de forma simultánea; bajo una facies metamórfica común o diferente separadas en el tiempo y los productos pueden metamorfizarse o diaforizarse, después de formados.

V. A. Zharikov (Zharikov *et al.* 2007); enfatizaron las dificultades₁ en el estudio de los productos del metasomatismo; definido como: "*un proceso metamórfico por el cual la composición química de una roca que permanece en estado sólido durante el proceso, se altera de manera generalizada, que involucra la introducción y/o remoción de componentes químicos como resultado de la interacción de la roca con fluidos acuosos (soluciones)*". Esta definición fue recomendada por la Subcomisión de Sistemática de Rocas Metamórficas (SSMR) de la IUGS y suele glosarse en trabajos posteriores (v. *et.* Harlov and Austrheim, 2013).

Para Coleman (1967) la generación de rocas calcosilicatadas₂ ocurre durante el emplazamiento de las ultramafitas en la corteza, simultáneo con la serpentización. Designadas con diversos nombres; según Coleman debían llamarse con un término más general como "zonas de reacción". Precisamente, en estas zonas de reacción, se originan rocas híbridas "*de composición completamente nueva sin equivalencia en las rocas ígneas o sedimentarias*" (Miller *et al.*, 2009; Barnes *et al.*, 2014). Tales productos, con asociaciones minerales propias; adquiridas bajo ciertas condiciones P-T, dependen de la litología inicial; de la composición de las soluciones activas y de la tectónica (Moore, 1986; Bebout & Barton, 2002; Boschi *et al.*, 2006; Barnes *et al.*, 2014).

Un grupo de estas rocas peculiares de alteración se denominaron por Chidester (1962) "de pared negra" (blackwall); caracterizadas por la formación en las serpentinitas de una capa de cloritola-cuarzo-sericita y tremolita, donde suelen conservarse serpentinitas, envueltas en bandas de talco-carbonato. Los productos son rocas extrañas, monominerales hasta más de 90% de una misma composición; convertidas en talquitas, cloritolas, epidositas, tremolititas, actinolitas y crisotilititas (Barnes *et al.*, 2014). Según Barnes *ibid.*; Boschi *et al.*, 2006; las rocas "híbridas" (metasomatitas de diverso tipo) son comunes en las emersiones al fondo marino de complejos de subducción y con frecuencia sin que sea

posible determinar si el metasomatismo es un rasgo relictos del fondo marino o si se formó durante la subducción o la emersión. Las rocas metasomáticas, generadas en zonas de reacción, tanto producto de metamorfismo oceánico como de alteración en ambientes orogénicos, son denominadas a partir de su composición mineral y componentes litológicos finales. Entre los nombres más comunes en la práctica se encuentran: oficalcitas (Brongniart, 1821); rodingitas (Marshall, 1911₃ en Bell *et al.*, 1911); ofisférites (Vuagnat 1953₄); listwaenitas (Korzhinski, 1953₅); rocas calcosilicatadas granatíferas (Coleman, 1967); ofimagnesitas y otras denominaciones.

Rodingitas.

El término fue creado por Marshall₆ (1911) para diques alterados en el Río Roding en Nueva Zelanda (Bilgrami & Howie, 1960; Bassaget *et al.*, 1967; Ortiz-Hernández, 1999). Según SSMR₇ la rodingitización afecta a basitas, inclusive vulcanitas y anfíbolitas encerradas en serpentinitas. En el contacto ocurre la conversión en rocas de granate, vesuvianita, piroxenos cálcicos, epidota, escapolita (Tabla 5) y accesorios de hierro (Karkalis, 2018); a través de la difusión de fluidos en el contacto (Miller *et al.*, 2009), probablemente durante la serpentinización (v. Hernández y Barra, 1997).

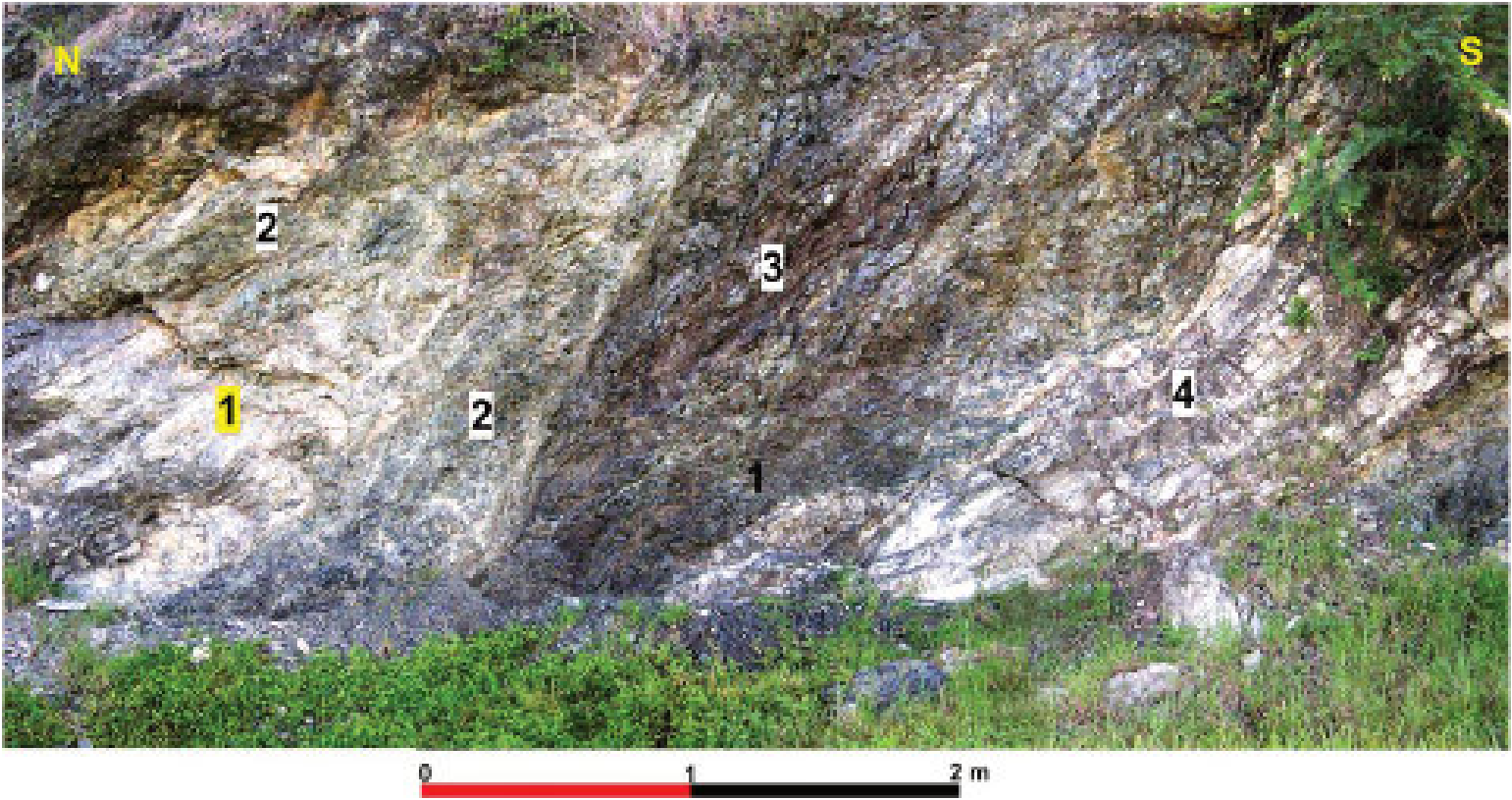
En Othris (Grecia) se describen rodingitas, diferenciadas por el contenido de prehnita (Koutsovitis *et al.*, 2013); un mineral frecuente en rodingitas (v. *et.* Bilgrami & Howie, 1960). Una variedad con granate y vesuvianita muestra un retrogresión formando asociaciones de clorita ± pumpellyita (Koutsovitis, *ibíd.*). Las rodingitas de Hindubagh en Pakistán resultaron de la introducción de CO₂ y agua y la eliminación de sodio y potasio (Bilgrami & Howie, 1960). Moore (1986) describe rodingitas por diabasas en matriz de antigorititas en el Mélange de Puerto Nuevo (Baja California). Las diabasas exhiben una facies de pumpellyita-actinolita. Algunos bloques se alteraron a rodingitas antes de su incorporación al mélange, en tanto que otros experimentaron metasomatismo de magnesio, con anfíbol tremolítico + clorita + fuchcita; después de la incorporación a la mezcla. Las rodingitas son conocidas en la Cabaña, IX región, Chile (Hernández y Barra, 1997). En la Sierra de Guanajato (México), se originaron en dos etapas; durante la serpentinización de ultrabasitas cumulativas, vía metamorfismo hidrotermal oceánico y emplazamiento bajo facies de esquistos verdes (Ortiz-Hernández, 1999). También se conocen en la Faja del Río de las Tunas (Argentina) como resultado de la reacción carbonática entre ultramafitas y su roca de caja (Gargiulo, 2011).

Tabla. 1. Minerales requeridos para la clasificación de las rodingitas ₈.

Minerales esenciales requeridos	Minerales no esenciales (no siempre presentes)
Serie de la Andradita-Grosularia	Epidota
Piroxenos cálcicos. (clinopiroxenos)	Escapolita; Vesuvianita

Listwanitas.

Las listwanitas resultan de la difusión de carbonato en ultramafitas. En condiciones isoquímicas las rocas ultramáficas reaccionan con CO₂ para formar listwanita, bajo la acción de fluidos canalizados (Hansen & Dipple, 2005). La fuchcita es una mica común, junto a cuarzo y carbonato, en ultramáficas ofiolíticas metasomatizadas (Martyn & Johnson, 1986; Halls & Zhao, 1995; Azer, 2013). Por esto, en la formación de tales peculiares rocas, además del carbonato se requiere afluencia de potasio, causa de la lixiviación del cromo para formar fuchcita (Hansen & Dipple; 2005; Karkalis, 2018). En los esquistos Haast de Nueva Zelanda, Cooper (1995) describe gabros de facies actinolita-pumpellyita, metasomatizados por carbonato, en parte reemplazados por capas de fuchcita-tremolita y nefrita. Grosch *et al.*, 2012 en Barberton (Sudáfrica) describe una zona de 150 m de potencia de rocas de fuchcita-carbonato-clorita-cuarzo, pertenecientes al campo de las listwanitas de fuchcita-carbonato-cuarzo. En diversidad de litologías ultramáficas la fuchcita es una indicación segura de metasomatismo potásico; tanto en rocas arcaicas como recientes; incluso en los fondos marinos modernos (Martyn & Johnson, 1986; Boschi *et al.*, 2006).



Un interesante ejemplo de los procesos metasomáticos en el macizo de serpentinitas de Cuba central en la Provincia de Villa Clara. 1, 2-Las serpentinitas bajo el influjo probable de soluciones hidrotermales de baja temperatura. se han convertido en un enclave de rocas talcosas, con halos de esquistos clorito-tremolíticos (2), con vetillas de cuarzo-carbonato, formando una masa deformada de tipo blackwall (Chidester, 1961). 3-Serpentinita intensamente foliada (waxy serpentinites; de Wassall y Pardo 1954) con innumerables superficies de fluencia de aspecto brillante (reflejo grasiento según Rutten, 1938). 4-Roca rodingítica derivada de gabros bandeados. El afloramiento pertenece al Mélange Descanso (Álvarez-Sánchez y Bernal, 2015) que carece de bloques de rocas exóticas de alta presión, lejos del contacto con el Mélange Santa Clara, saturado de metamorfitas de alta presión.

1"La clasificación de las rocas metasomáticas es un problema mucho más difícil que el de las rocas magmáticas. El conocimiento de la composición química y mineral, así como las características estructurales, es insuficiente para determinar el tipo de proceso metasomático, porque la composición de una roca metasomática depende no solo de T, P y la composición de la roca reemplazada, sino también del tipo y etapa del proceso metasomático y la composición del fluido o solución".
2 Roca calcosilicata: Roca metamórfica que, además de 0-50% de carbonatos, está compuesta principalmente por silicatos de Ca como epidota, zoisita, vesuvianita, diópsido-hedenbergita, Ca-granate (andradita grosular), wollastonita, anortita, escapolita y Ca-anfíbol. (Bucher & Grapes; 2011).
3 Bell, J. M., Clarke, K. G., Marshall, P., 1911, The Geology of the Dun Mountain subdivision. New-Zealand Geol. Survey, 12.
4 Pudimos destacar, siempre en la zona de contacto tectónico entre lavas y peridotitas, marcada por una intensa serpenitización, facies particulares de aspecto esferoidal que pueden asimilarse, según sus características macroscópicas. y sus condiciones de depósito, a las ofisferitas descubiertas por Vuagnat [1954] en Montgenèvre (Hautes-Alpes) y a las del Col des Gets (Haute-Savoie) descritas por Jaffé [1955]. (en Bassaget *et al.*, 1967).
5 También listvenita, listvanita, o listwanita. El nombre listwanita, parece ser un término creado en la Rusia soviética (Korzhinski, 1953; Volfson 1962; fide Cabrera *et al.*, 1986).
6 Bell, J. M., Clarke, K. G., Marshall, P., 1911, The Geology of the Dun Mountain subdivision. New-Zealand Geol. Survey, 12.
7 Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks.

Las listwanitas son comunes asociados con metales preciosos (Au, Ag) y mercurio y antimonio (Martyn & Johnson, 1986; Hansen & Dipple, 2005; Azer, 2013). En las serpentinitas de la sutura Allaqi-Heiani-Gerf (Egipto y Sudán), se desarrollaron listwanitas ricas en sílice y otras en carbonato (Azer, 2013). Según Azer (*ibíd.*) la variedad silícica contiene fuchsita y se consideran listwanitas típicas; mientras que la falta de fuchsita en las carbonáticas indica un producto similar a listwanita. En las listwanitas silícicas el contenido de oro aumenta con el contenido de SiO₂, hasta 1000 veces más que las rocas ultramáficas originales y la interacción con los sistemas hidrotermales asociados con las intrusiones de granito puede concentrar aún más el oro. Una característica de estos depósitos de Au en listwanitas es la presencia de mercurio en asociación con el oro (oro nativo y electrum ricos en mercurio) (López-Kramer *et al.*, 1998).

Rodingitas y listwanitas en Cuba.

El primer reporte de rodingitas en Cuba se debe a Vuagnat (1959) y Ducloz y Vuagnat (1962) en el Cinturón Ultramáfico de Cuba Central. Fonseca (1988), reporta observaciones de dikes de rodingitas cortando dunitas en el Macizo Ultramáfico de Cajalbana; en Cuba occidental. Álvarez-Sánchez *et al.*, 1991, las reportaron en el Mélange Ultramáfico de Cuba Central y Álvarez-Sánchez y Bernal (2015) en el Complejo de Mélange de Villa Clara. Se describen en el Macizo Moa-Baracoa (Cuba oriental) en uno de los raros trabajos sobre este tema en gabros alterados con clinocloro, tremolita actinolita, zoisita, epidota y clorita. Allí las rodingitas se asocian a un metasomatismo cálcico, coetáneo con la serpentización y una etapa posterior durante un metamorfismo regresivo en facies de esquistos verdes (Corona-Rodríguez *et al.*, 2014). Productos de metasomatismo cálcico de características rodingíticas y rocas de alteración de pared negra, se describieron en la región de La Sabina (Álvarez-Sánchez y Zamachikov, 1981) y en la región de La Sierrita al occidente del macizo (Álvarez-Sánchez y Bernal, 2015b).

Los primeros reportes de listwanitas en Cuba se deben a Cabrera *et al.*, 1986, en el yacimiento Descanso; del Complejo de Mélange de Villa Clara (Álvarez-Sánchez y Bernal, 2015). Según Cabrera (*ibíd.*) las listwanitas se originaron por la acción de hidrotermas de baja temperatura controladas por fallas. Por carbonatización de serpentinitas y gabros olivínicos se formaron listwanitas magnesio-ankeríticas y variedades con breunnerita, granate, idocrasa, cuarzo, metálicos y mica blanca. Se separaron listwanitas carbonáticas predominantes y otras con cuarzo-epidota ± prehnita y carbonato. Datos históricos confirman que el oro nativo en estado libre alcanzó leyes hasta 280 g/t.

Referencias

Álvarez-Sánchez, H. F. y Zamashicov, V., 1981, Sobre la búsqueda orientativa y detallada de talco en el sector de La Sabina. Cúpula occidental del macizo metamórfico de Guamuahaya. *65 pags. Empresa de Geología de Santa Clara (inérito)*.

Álvarez-Sánchez, H., Millán-Trujillo, G., Mainegra, V., Bernal-Rodríguez, L.R., Andó, J., 1991, Significado geotectónico de las rocas eclogíticas de Cuba central. *Abstract. Décimo tercera Conferencia Geológica del Caribe, Pinar del Río, Cuba, Sociedad Cubana de Geología, 28-29.*

Álvarez-Sánchez, H. y Bernal, L. R., 2015, Los mélanges Santa Clara y Descanso del cinturón ofiolítico de Cuba central. *Memorias VI Convención. Geociencias 2015.* La Habana. Cuba.

Azer, M. K., 2013, Evolution and economic significance of listwaenites associated with Neoproterozoic ophiolites in South Eastern Desert, Egypt. *Geologica Acta. Vol. 11, No.1. March 2013, 113-128.*

Barnes, J. D., Beltrando, M., Lee, A., Cin-Ty., Cisneros, M., Loewy, S., Chin, E., 2014, Geochemistry of Alpine serpentinites from rifting to subduction: A view across paleogeographic domains and metamorphic grade. *Chemical Geology 389 (2014) 29-47.*

Bassaget, J-P., Michel, R., et Richard, F., 1967, Les rodingites et les ophisphérites du massif ultrabasique de la province de Mugla (Taurus occidental, Turquie). Comparaison avec des analyses chimiques récentes de rodingites des Alpes. *Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 43, 1967.*

Bebout, G. E., and Barton, M. D., 2002, Tectonic and metasomatic mixing in a high-T, subduction-zone mélange—insights into the geochemical evolution of the slab—mantle interface. *Chemical Geology 187 (2002) 79– 106.*

Bell, J. M., Clarke, K. G., Marshall, P., 1911, The Geology of the Dun Mountain subdivision. *New-Zealand Geol. Survey, 12.*

Bilgrami, S. A. and Howie, R. A., 1960, The mineralogy and petrology of a rodingite dike, Hindubagh, Pakistan. *The Amer. Mineral., vol.45, July_August, 1960.*

Boschi, Ch., Früh-Green, G. L., and Escartín, J., 2006, Occurrence and significance of serpentinite-hosted, talc-and amphibole-rich fault rocks in modern oceanic settings and ophiolite complexes: an overview. *Ofioliti, 2006, 31 (2), 129-140.*

Brongniart, A., 1821, Sur le gisement ou position relative des ophiolites, euphotides, jaspes, etc. dans quelques parties des Apennins, *Ann. Mines recueuil Mem. Exploit. Mines 6 (1821) 177–238.*

Cabrera, R., Kramer, J. L., Dobrovolskaya, M., Catá, A., 1986, La formación menífera auro-listvenítica del yacimiento Descanso en Villa Clara (Cuba). *Ciencias de La Tierra y el Espacio. 11/86. Acad. de Cienc. de Cuba.*

Coleman, R., 1967, Low-Temperature Reaction Zones and Alpine Ultramafic Rocks of California, Oregon and Washington. *Geological Survey Bulletin 1247.*

Corona-Rodríguez, A., Orosco-Melgar, G., y Rodríguez-Vega, A., 2014, Presencia de rodingitas en las rocas de dique asociadas a gabros de la zona de Yaguaneque, Moa, Holguín. *Minería y Geología / v.30 n. 2 /abril-junio / 2014 / p. 1-18 ISSN 1993 8012.*

Cooper, A. F., 1995, Nephrite and metagabbro in the Haast Schist at Muddy Creek, northwest Otago, *New Zealand. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 38:3, p. 325-332, DOI: 10.1080/00288306.1995.9514660.*

Chidester, A. H., 1961, Petrology and geochemistry of selected talc-bearing ultramafic rocks and adjacent country rocks in north-central Vermont. *United States Geological Survey professional paper 345.*

Ducloz, Ch et Vuagnat, M., 1962, À propos de l'âge des serpentinites de Cuba. *Archives des Sciences. Soc. Phys. et d' Histoire Naturelle. Gèneve Vol. 15, Fasc. 2. 309-332.*

Dublan, L., Álvarez-Sánchez, H. (Editores): Dublan, L.; Álvarez-Sánchez, H.; Mlcoch, B.; Mañour, J.; Soucek, J.; Lledíaz, J., P.; Molak, B.; Vázquez, C.; Snopkova, P.; De los Santos, E.; Pérez, M.; Mihailova, A.; Bernal, L.; Zoubek, J.; Ordoñez, M.; Morousek, J.; Svetska, J.; Marshall, W.; Pérez-Conde, R.; González, E.; Rodríguez, R., 1986, Informe Final del levantamiento geológico y evaluación de los minerales útiles en escala 1:50,000 del Polígono CAME-I, Zona Centro. *Centro Nacional del Fondo Geológico. La Habana. 1,402 Págs. 250 mapas. (Inédito).*

Fonseca, E, 1988, Geoquímica de la Asociación Ofiolítica de la Provincia de Pinar del Río. *Rev. Tecnológica. Vol. XIII, No. 4, 1988.*

Gargiulo. F., Bjerg, E., Mogessie, A., 2011, Caracterización y evolución metamórfica de las rocas ultramáficas de la Faja del Río de las Tunas, Cordillera frontal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina 68 (4): 571 - 593 (2011).*

Grosch, E. G., Vidal, O., Abu-Alam, T., and McLoughlin, N., 2012, P-T Constraints on the Metamorphic Evolution of the Paleoproterozoic KrombergType-Section, Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Jour. of Petrol. Vol. 53. Num.3. pp. 513-545.*

Halls, C., and Zhao, R., 1995, Listvenite and related rocks: perspectives on terminology and mineralogy with reference to an occurrence at Cregganbaun, Co. Mayo, Republic of Ireland. *Mineralium Deposita 30, 303-313.*

Hansen, L. D., and Dipple, G. M., 2005, Carbonated serpentinite (listwanite) at Atlin, British Columbia: A geological analogue to carbon dioxide sequestration. *The Canadian Mineralogist. Vol. 43, pp. 225-239 (2005).*

Harlov, D. E., and Austrheim, H., 2013, Metasomatism and Chemical transformation of Rock. *The Role of Fluids in Terrestrial and Extraterrestrial Processes. Lecture Notes in Earth System Sciences. Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2013. DOI 10.1007/978-3-642-28394_4.*

Hernández, L. B. y Barra, F. P., 1997, Hidrogrosularia-Uvarovita, Vesuvianita y Perovskita: Productos de rodingitización de rocas ultramáficas del área de La Cabaña, IX Región, Chile. *VIII Congreso Geológico Chileno. Actas Vol. II. Secc. Temática, p. 1309-1313.*

Karkalis, Ch., 2018, Serpentinization and Metasomatism. (MSc Thesis). *National and Kapodistrian University of Athens. Faculty of Geology and Geoenvironment. Department of Mineralogy and Petrology.*

Knipper, A. L. y Cabrera, R., 1974, Tectónica y geología histórica de la zona de articulación entre el mio y eugeosinclinal del cinturón hiperbásico de Cuba. *Public. Especial n. 2. Contribución a la geología de Cuba Instituto de Geol. Acad. de Ciencias de Cuba*. 15-77.

Koutsovitis, P., Magganis, A., Pomonis, P., Ntaflos, Th., 2013, Subduction-related rodingites from East Othris, Greece: Mineral reactions and physicochemical conditions of formation. *Lithos* 172–173 (2013) 139–157.

López Kramer, J., Moreira, J., Pantaleón, G. J., Lavandero, R. M., Montano, J., Cruz - Martín, J., 1998. Tipos mineralógicos de algunos yacimientos auríferos de Cuba. *III Congreso Cubano de Geología y Minería (GEOMIN 98). Geología y Minería 98, La Habana*, 371-374.

Martyn, E. & Johnson, G. L., 1986, Corrigendum: Geological setting and origin of fuchsite-bearing rocks near Menzies, Western Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, 33:3, 373-390.

Miller, D. P., Marschall, H. R., Schumacher, J. C., 2009, Metasomatic formation and petrology of blueschist-facies hybrid rocks from Syros (Greece): implications for reactions at the slab–mantle interface. *Lithos* 107, 53–67.

Moore, T. E., 1986, Petrology and tectonic implication of the blueschist bearing Puerto Nuevo melange complex; Viscaíno Peninsula, Baja California Sur, Mexico. *In Blueschists and Eclogites. The Geol. Soc. of Am. Memoir* 164.

Ortiz-Hernández, E., 1999, Petrogénesis de la rodingita del Cretácico Inferior de la Sierra de Guanajato, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. Vol. 16. No. 2. pp. 147-154*.

Zharikov, V. A., Pertsev, N. N., Rusinov, V. L., Callegari, E. & Fettes, D. J., 2007, Metasomatism and metasomatic rocks. In: Fettes, D. & Desmons, J. (eds.): *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. New York, Cambridge University Press, 58–69.

Vuagnat, M., 1953, Sur un phénomène de métasomatisme dans les roches vertes du Montgenèvre (Hautes Alpes). *Bull. Soc. franc. Min. Crist.*, 76, p. 438 450.

Vuagnat, M., 1959, Preliminary Report on the investigation of ultramafic rocks in Cuba. *Comisión de Fomento Nacional para el mapa geológico de Cuba. La Habana. (Edit. for private circulation). Inst. Cubano de Cartografía y Geodesia. La Habana. 35 pags*.



Ing. Humberto Álvarez Sánchez. Geólogo con más de cinco décadas de trayectoria profesional. Cartógrafo en los complejos metamórficos, ofiolíticos y sedimentario-vulcanógenos de Cuba occidental y central. Editor principal cubano del Informe Final de la Expedición Checoslovaquia–Cuba Escambray II. Autor y coautor de unidades del Léxico Estratigráfico de Cuba y miembro de las subcomisiones del Jurásico, Cretácico y Paleógeno. Descubridor del mayor depósito cubano de fosforitas marinas. Ha dirigido y gestionado proyectos de exploración y evaluación minera en Cuba, Panamá, Perú, Uruguay y Brasil para compañías latinoamericanas, canadienses y estadounidenses, en cargos ejecutivos y técnicos superiores. Fue miembro *ad honorem* de la Comisión del Plan Maestro de Minería de Panamá y autor del proyecto geocientífico para el Banco Interamericano de Desarrollo y miembro de una Misión Especial del BID. Asociado del Consejo Científico de Geology Without Limits (Federación Rusa) para el levantamiento sísmico del Caribe. Reside en Panamá y es colaborador de la Revista Maya de Geociencias, donde publica artículos científicos sobre geología, historia y epistemología de las ciencias de la Tierra. geodoxo@gmail.com