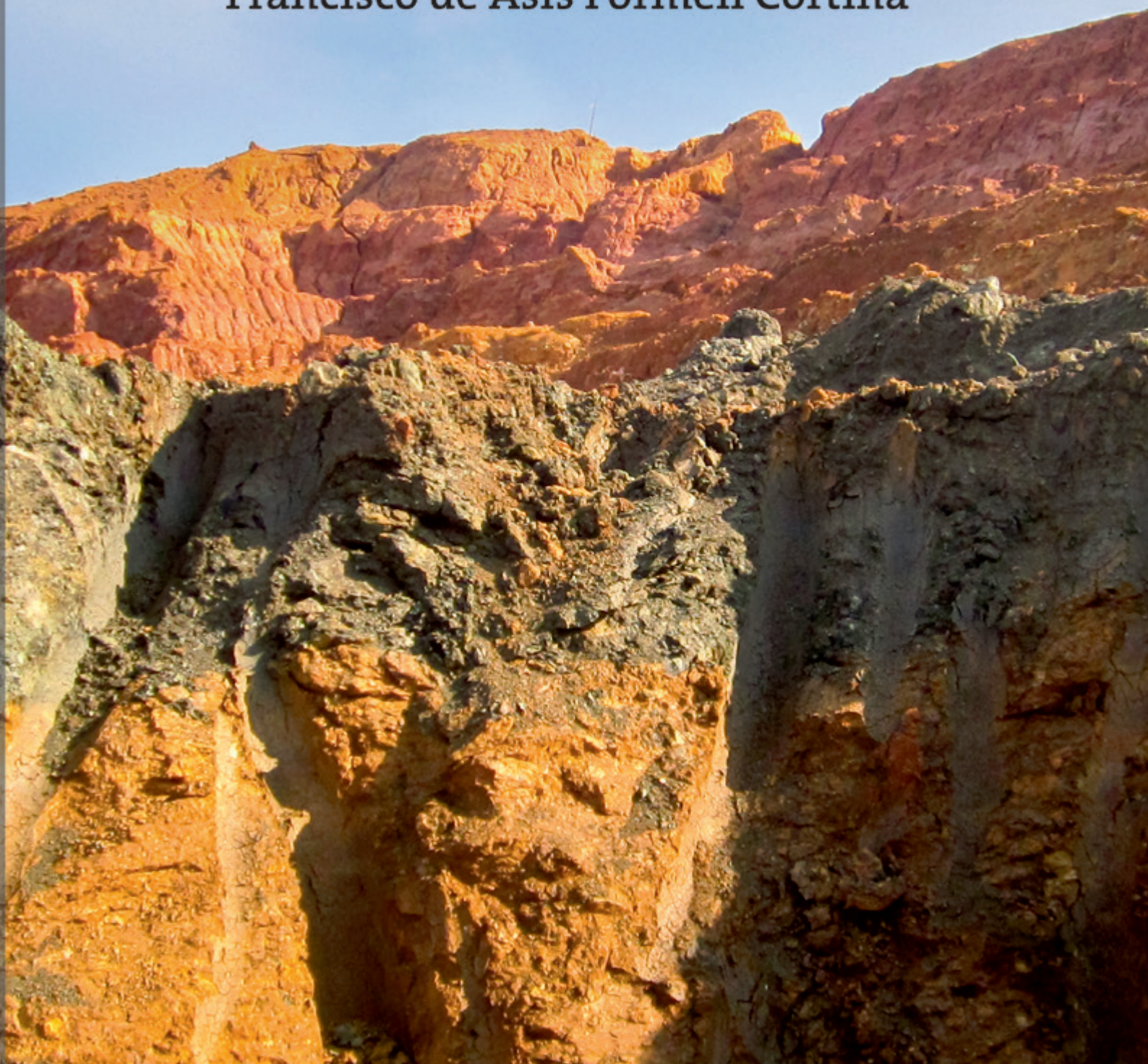


METALOGENIA DEL INTEMPERISMO EN CUBA

UNA DE MIS EXPERIENCIAS COMO GEÓLOGO

Francisco de Asís Formell Cortina





Francisco de Asís Formell Cortina

Nació en La Habana el 12 de septiembre de 1939 en el barrio de Cayo Hueso. Se graduó de bachiller en ciencias en 1957 y de agrimensor y perito tasador de tierras en el propio año, graduado de licenciado en geología en la Universidad de la Habana en 1967 y como Candidato en Ciencias geólogo-mineralógicas del Instituto de Geología de los Yacimientos Minerales (IGEM) de la Academia de Ciencias de la URSS en 1976.

Doctor en Ciencias Geológicas, diploma otorgado por la Comisión de grados científicos en 1993, e investigador titular desde 1981. Laboró desde 1962, en el Instituto de Geología de la Academia de Ciencias de Cuba y continuó trabajando en la propia institución después que esta se unió al Centro de Investigaciones Geológicas del MINBAS en 1986 y hasta su jubilación ocurrida en diciembre de 1999.

Trabajó en investigaciones sobre las cortezas de intemperismo y los yacimientos minerales asociados con ellas, levantamientos geológicos, geología regional, teledetección, yacimientos epitermales y de sulfuros masivos. Fue Jefe de la Sección de Geología del Atlas Nacional de Cuba, en 1989 y autor de numerosos mapas. Miembro de la delegación cubana a la Conferencia de las Academias de Ciencias de los países socialistas para la confección del mapa geológico de Cuba a escala 1:250,000, en 1968; geólogo del levantamiento en Las Villas y Oriente.

Secretario ejecutivo de la Comisión de Unificación del mapa geológico (CUR) y uno de los autores del mismo y de su texto explicativo.

Fue miembro y secretario científico de comisiones y tribunales para el otorgamiento de grados y categorías científicas en distintas instancias. Participó en los experimentos geológicos para el vuelo conjunto soviético-cubano al cosmos en la nave Soyuz 38. Experimento Trópico III y Biosfera 1979 por la Academia de Ciencias de Cuba. Miembro fundador y permanente del Consejo Científico del IGP Subdirector del Instituto de Geología y Paleontología de 1965-1970, 1981-1986 y de 1990 a 1994. Geólogo Jefe de los trabajos de exploración de los yacimientos minerales y Gerente General de Operaciones por la parte cubana en Minería Siboney Goldfields, subsidiaria de Bolivar Goldfields, 1995-1996; Geólogo consultante para Gran Colombia Resources. Colombia, 1997; Geólogo consultante de Holmer Gold Mines Ltd. Cuba. Depósitos de sulfuros masivos, 1998-1999; Gerente General de Operaciones de la parte cubana y Geólogo Jefe de San Felipe Mining Ltd. y de Camagüey Mining Ltd., subsidiarias de Billiton PLC. Cuba. Exploración del yacimiento de intemperismo San Felipe, 2005; Geólogo consultante para Canadian Shield Resources. Perú. Proyectos Humajala, Cello.Cello y Cerro Cori, sistemas epitermales con oro.

Autor y/o participante de más de 80 publicaciones de artículos, libros y mapas. Participante en más de 60 eventos científicos nacionales e internacionales. Tutor oponente y participante en defensas de tesis y tribunales de tesis de grado y de postgrado doctorados y maestrías de numerosos aspirantes.

Posee la Medalla "René Ramos Latour"; la Medalla conmemorativa por la participación en los ensayos científicos preparados para el vuelo del cosmonauta cubano Arnaldo Tamayo. Miembro del Comité Gestor y Miembro Fundador. Secretario ejecutivo de su primer comité de dirección y Miembro Emérito de la Sociedad Cubana de Geología.

METALOGENIA DEL INTEMPERISMO EN CUBA

UNA DE MIS EXPERIENCIAS COMO GEÓLOGO

Francisco de Asís Formell Cortina

Centro Nacional de Información Geológica
Instituto de Geología y Paleontología, Servicio Geológico de Cuba
La Habana, Cuba
2021



Edición: Dinorah Natividad Karell Arrechea
Corrección: Madelin Gálvez Girón y Rosa María Cobas Botey

Foto portada: Rosa María Cobas Botey
Afloramiento con estratos de corteza de intemperismo redepositada en Zona A Moa Occidental

Diseño e ilustraciones: DI. José Enrique Area Echemendía
© Instituto de Geología y Paleontología, 2021
© Sobre la presente edición: Centro Nacional de Información Geológica

ISBN 978-959-7117-99-5

IGP. SERVICIO GEOLÓGICO DE CUBA.
Vía Blanca No.1002 y Carretera Central, Reparto Los Ángeles.
San Miguel del Padrón, CP 11 000, La Habana, Cuba.

Teléf.: 7 696-7232 y 7 698-8296. Ext. 118, 102
E-mail: biblioteca@igp.minem.cu

AGRADECIMIENTOS

En la vida siempre hay alguien o algo a quien, o qué agradecer. Durante toda la vida estamos recibiendo enseñanzas, apoyo, colaboración, ayuda, conocimiento, cosas tangibles, cosas intangibles, confianza, amor, favores, por eso, cuando se ha transitado por la vida, el cúmulo de agradecimientos se vuelve abrumador y se hace casi imposible, a veces, recordar a quien, o a quienes, o a qué le debes agradecimiento, porque en un minuto mejoraron tu vida con un gesto, una acción, te dieron conocimientos, te apoyaron, te impulsaron, te comprendieron, te justipreciaron o te favorecieron.

Es, por tanto, ante la obra terminada, un momento muy difícil agradecer persona a persona, corriendo el riesgo de olvidarte de alguien importante y trascendente en tu vida. Son muchas personas, muchos momentos, muchos eventos, mucho tiempo transcurrido. Algunos instantes definieron y encaminaron tu vida para siempre, y siempre estarás en deuda, con quienes o que lo propiciaron, por todo eso, el autor ha considerado que lo más justo es hacer un agradecimiento general, sin mencionar ningún nombre y desde una humildad verdadera, agradecer a todos los que cruzados en su vida o quedados para siempre en ella, le permitieron crecer, casi desde cero, y alcanzar la madurez necesaria para comprender secretos de la naturaleza y plasmarlos en la obra que ahora se presenta.

A MANERA DE PRÓLOGO PARA UNA OBRA MAESTRA DE LA CIENCIA CUBANA

Leyendo con detenimiento esta fundamental monografía “**Metalogenia del intemperismo en Cuba**”, de quien es reconocido como uno de los principales geólogos en la historia del país Dr. Francisco de Asís Formell Cortina, tengo la obligación de afirmar que el estudio de esta obra es condición *sine qua non* para el entendimiento de la Geología de Cuba y en general, de las regiones tropicales y subtropicales. Sin olvidar por un instante que, a lo largo del devenir geológico toda porción del planeta que haya estado emergido por un lapso considerable de tiempo ha experimentado, de una manera u otra, los efectos del intemperismo, ya sea en el Caribe o en los Urales.

La metalogenia de las cortezas de intemperismo (*weathering crust, кора выветривания*) es extraordinariamente compleja por la cantidad de factores que participan, como se explica muy bien en esta monografía. Elementos de petrología, geoquímica (particularmente hidrogeoquímica), hidrodinámicos, geomorfología, tectónica, entre otros, son analizados con detalle por el autor, con impecable pulcritud, tanto desde el punto de vista de las ciencias naturales como de la metodología de la ciencia en general. Desearía remarcar que este es un trabajo académico, con un formidable componente teórico, ampliamente documentado, pero no es, ni mucho menos, una recopilación de otros estudios. Todo lo contrario, está fundamentado en la prolongada e intensiva investigación de campo, laboratorio y conceptual del autor que, a través de más de cinco décadas, realizó una cuantiosa investigación de todos los ángulos del problema. Esto hace de esta monografía una obra sumamente original y que expone una cantidad muy considerable de conclusiones teóricas y prácticas, de manera manifiesta y explícita, para los especialistas de distintos campos de las Ciencias de la Tierra, de la metalurgia, de los estudios paleoclimáticos (de marcada importancia a tenor de los cambios climáticos que enfrentamos en la actualidad) y de otros campos de las ciencias contemporáneas¹.

Francisco de Asís Formell Cortina es una personalidad “renacentista”, que se proyecta en distintos campos del saber y de la inteligencia humana. Nacido en el seno de una familia de excepcionales músicos, como su padre Francisco Formell Madariaga y su hermano Juan Clímaco Formell Cortina, el autor de la presente obra se graduó muy temprano en la vida como Agrimensor y Tasador de Tierras y comenzó a trabajar en el entonces Instituto Cubano de Cartografía y Catastro, donde adquirió un enorme conocimiento del país y grandes habilidades cartográficas y de trabajo con fotos aéreas que le serían de gran uso en su actividad geológica futura.

En su casa natal, además del arte, vibraba el patriotismo y el amor por Cuba, elementos sin los cuales no se puede explicar y mucho menos entender, la personalidad del Dr. Francisco de Asís Formell Cortina, profundo conocedor de la historia y la cultura de Cuba. A lo largo de la vida de este gran científico estuvieron representados y multiplicados los valores y la cubanía de su familia. Su cónyuge de toda la

¹ Junto a Francisco de Asís Formell Cortina, destacados científicos como Jaroslav Hilsky, Ismail P. Kartashov y L.L. Peñalver, fueron muy conscientes de la importancia de los eventos paleoclimáticos y su contribución al conocimiento de fenómenos naturales de la actualidad, cada vez más impactantes en la vida y el bienestar de la humanidad.

vida, la Dra. María Elena Marques Tablón, es parte integral de todo lo logrado por Formell como consagrada compañera y destacada colega. Se demuestra una vez más que, detrás de un gran hombre siempre hay una gran mujer.

En esta monografía están representados más de medio siglo de trabajos geológicos del autor, principalmente en el campo de las cortezas de intemperismo y su metalogenia, pero también de manera muy significativa en el Mapeo Geológico y la Teledetección. En el campo del Mapeo Geológico, Formell fue autor de varios trabajos fundamentales, entre ellos la que es, quizás, la obra magna de la Geología de Cuba en el siglo XX, el Mapa Geológico de Cuba a escala 1:250,000, en la que Formell fue participante directo, junto a especialistas de las Academias de Ciencias de Hungría, Bulgaria y la Unión Soviética, y secretario ejecutivo de la Comisión de Unificación y Redacción del mapa, también, fue uno de los fundadores de la Teledetección de la Tierra, como disciplina científica en Cuba.

Otra característica de Formell es su humildad y bonhomía, junto a un gran desprendimiento, generosidad e integridad. Cuando en el Instituto de Geología de la Academia de Ciencias de Cuba (hoy Instituto de Geología y Paleontología/ Servicio Geológico de Cuba) se inició en 1969 la Escuela de Técnicos Geólogos y se vio que no había un profesor de inglés, Francisco Formell asumió tal función en medio de una fortísima carga de trabajo. Siempre, sin excepción, les brindó a sus colegas más jóvenes, su experiencia y conocimientos para ayudarlos en su desarrollo profesional. Otro ejemplo es que, a sus compañeros de trabajo en diferentes temas de investigación y otros proyectos, Formell en todo momento los destacó y reconoció como coautores de sus obras, aunque la participación de estos jóvenes hubiese sido minoritaria.

Esta monografía es muy amplia, rigurosa e informativa. En el campo de las menas níquelíferas – cobaltíferas considero que es fundamental para entender la riqueza de Cuba en ese tipo de recursos naturales. Cuando incorporamos las cortezas redepositadas, otros horizontes de las cortezas de manto (considerados anteriormente no productivos) y las colas, nos maravillamos del potencial minero de nuestro país que todavía tiene posibilidades de expansión, si aplicamos debidamente a la investigación geológica, minera y metalúrgica, lo expresado por Formell en la presente obra. Solo mencionar que en la década de los años setenta, yacimientos como la meseta de San Felipe eran solo una curiosidad y que de las lateritas redepositadas se hablaba solo intuitivamente.

El presente libro ofrece, además, una formidable representación de la historia de las investigaciones sobre las cortezas de intemperismo en Cuba y su metalogenia. No se puede escribir sobre este tema sin mencionar abundantemente, como hace el autor, a personalidades científicas como Yuri Y. Buguelski² y muchos otros investigadores de la entonces Unión Soviética y de las Academias de Ciencias de Hungría, Bulgaria, Polonia, Checoslovaquia y Rumania que participaron directa o indirectamente en el desarrollo del conocimiento del intemperismo como principal elemento exógeno de la geología del archipiélago cubano. También se observa la destacada participación de científicos cubanos como Enrique Saunders, Andrés Linchenat y muchos otros, quienes, desde los albores de la era revolucionaria en

² Yuri Yurievich Buguelskiy y los demás científicos soviéticos (y de otros países) mencionados en la monografía, contribuyeron de manera substancial al conocimiento geológico de Cuba. Algunos viven, otros ya no están con nosotros. Junto al autor, digo: "¡Honor a quien honor merece!"

Cuba, dedicaron sus mejores esfuerzos a estudiar y potenciar este valioso recurso económico.

Tuve el privilegio de ser el auxiliar de Formell por mucho tiempo, tengo el aún más importante privilegio de ser su amigo. Recuerdo mucho el intenso trabajo realizado por el autor en las regiones de Pinares de Mayarí, Sierra del Cristal, Moa, Cuchillas del Toa y otras regiones del país entre 1971 y 1985. Era una época sin GPS, en regiones montañosas y agrestes, con mapas a veces anticuados donde los beneficios hechos por la revolución a la Cuba rural (caminos, escuelas, hospitales, otras infraestructuras) no estaban representados, e identificar nuestros afloramientos y puntos de observación era muchas veces difícil. En esas condiciones, la figura de Formell como geólogo de muy alto nivel y como agrimensor, se proyectaba para dar al mapeo geológico una calidad superior.

No quiero terminar estas notas sin añadir dos relatos. Entre 1991 y 1993 realicé la exploración geológica del yacimiento niquelífero Loma de Hierro en los estados Aragua y Miranda en Venezuela. La principal documentación de consulta que utilicé fueron los trabajos de Formell y de Formell y Buguel'skiy. Cada vez que tenía una duda, me preguntaba: ¿Qué pensaría Formell y cómo obraría en estas circunstancias?

El segundo relato ocurrió en el yacimiento diamantífero Guania-mo, estado de Bolívar en Venezuela. La empresa que operaba este yacimiento estaba buscando los “*necks*” de kimberlita de los cuales se originaron los diamantes. De más está decir que no había un solo afloramiento de rocas frescas, todo estaba intemperizado, era una zona que estaba descrita como “diabasas alteradas”, e inmediatamente observé que esa corteza de intemperismo no correspondía a diabasas sino a rocas de mayor basicidad. Perforamos y encontramos las kimberlitas frescas, por cierto, muy pobres en diamantes, debido a que habían sido intemperizadas en gran profundidad. Más tarde, los diamantes aparecieron en escala comercial en las lateritas formadas originalmente sobre las kimberlitas en sus horizontes ricos y posteriormente redepositadas. Mi único pensamiento fue “...si Formell hubiera estado aquí, hubiéramos encontrado diez veces más diamantes y mucho más rápido”.

Este trabajo tiene una virtud adicional: Ayuda a acabar con el mal-sano cliché de que “Cuba es un país pobre en recursos naturales”, el cual, a fuerza de repetirse, se ha convertido en un axioma para algunos. No faltan quienes afirmen que esa supuesta “falta de recursos” constituye una limitante para construir una sociedad socialista próspera, sostenible y humana (y en general para una auténtica sostenibilidad de la nación cubana).

En realidad, nuestro país posee una razonable cantidad de recursos naturales que, junto a los recursos geográficos y humanos, son un fundamento balanceado para lograr tan alta aspiración. El Dr. Francisco de Asís Formell Cortina contribuye a dismantelar esta ya prolongada falacia, cuya pertinacia sugiere que el desarrollo del país es inalcanzable con nuestras propias posibilidades y de la necesidad de depender de otros países. Esta magnífica obra científica “Metalogenia del intemperismo en Cuba” contribuye a demostrar lo incorrecto de ese mito pesimista más allá de toda duda.

Sugiero la lectura de esta gran monografía, no solo a los especialistas en la materia, ni siquiera a todos los geólogos, sino a todos los profesionales que tienen que ver de una forma u otra con las Ciencias de la Tierra, la Economía, el estudio del Medio Ambiente y todas las ramas del saber relacionadas, tanto en Cuba, como en América Latina y el resto del mundo.



SÍNTESIS BIOGRÁFICA DEL PROLOGUISTA

José R. Oro, Alfonso nació el 8 de septiembre de 1952, en el municipio Cerro en La Habana. De profesión ingeniero geólogo, estudió y trabajó en el Instituto de Geología (luego Instituto de Geología y Paleontología, IGP) de la Academia de Ciencias de Cuba y después del MINBAS, desde 1969 hasta 1989. Participó en los levantamientos geológicos a escala 1:250,000 de la provincia de Pinar del Río y de la entonces provincia de Oriente, como miembro de las brigadas cubano – polaca y cubano – húngara, respectivamente. Fue coautor del Mapa Geológico de Cuba a escala 1:250,000, del Mapa Tectónico de Cuba a escala 1: 500,000 y del Nuevo Atlas Nacional de Cuba (1989). Fue director de la Expedición Nacional de Trabajos Geofísicos (1989 – 1991).

Dirigió la exploración geológica y el estudio de factibilidad del yacimiento laterítico “Loma de Hierro” en Venezuela (1991 -1995), fue vicepresidente de Kirkland Lake Gold en Ontario Canadá, director de operaciones de Minera Fernanda (1995 -1997, México), Jefe de exploración de Minera Guaniamo (1998 -2000, Venezuela), Gerente General de Galway Resources (2001 – 2006, Canadá y Colombia), Director de operaciones de Gran Colombia Gold (2007 -2013, Colombia), Presidente de Andean Mining (Colombia y Ecuador) y de OROMAX LLC (Empresa Consultora de Minería y de Estudios del Medio Ambiente)

Jose R Oro comenta al respecto de la presente monografía. “este es un trabajo trascendental en el campo de los distintos yacimientos de intemperismo en Cuba y otros países. El Dr. Francisco de Asís Formell Cortina nos privilegia con esta obra científica de primera magnitud. Tuve el privilegio de recibir las enseñanzas del Dr. Francisco Formell como mi mentor, estos fueron sin dudas los momentos más importantes de mi vida profesional”

METALOGENIA DEL INTEMPERISMO EN CUBA

Resumen

La monografía consta de 192 páginas, 64 figuras y 35 tablas. Se examinan detalladamente todos los factores que intervienen y controlan los procesos del intemperismo químico y mecánico. Los factores climático, petrográfico, estructural, geomorfológico, hidrológico, hidrogeoquímico, e hidrodinámico se describen y se muestran las evidencias que definen su comportamiento e influencia en la formación y desarrollo de las cortezas de intemperismo y los yacimientos exógenos con ellas asociados.

Se señala la existencia de diferentes zonas hidrodinámicas que controlan la circulación de las aguas y definen, según su intensidad, los tipos de perfiles de las cortezas de intemperismo resultantes. Se muestran diferentes tablas de los contenidos de las aguas que circulan en las diferentes zonas de transferencia de las aguas, así mismo se definen y describen los diferentes perfiles de las cortezas de intemperismo, según el grado de transferencia de aguas, así como su mineralogía y geoquímica.

Se muestra una tabla con la correlación entre las unidades litoestratigráficas del Plioceno-Cuaternario y las cortezas de intemperismo y sus productos redepositados. Un mapa de las cortezas de intemperismo desarrolladas en diferentes tipos de rocas como resumen de las investigaciones realizadas a lo largo del territorio de Cuba, sobre la temática, ocupa un lugar destacado.

Se muestran diferentes clasificaciones desarrolladas en el tiempo para ordenar las cortezas de intemperismo ferro/niquelíferas y sus productos de redeposición, así se muestra una tabla con los distintos tipos de yacimientos y depósitos ferro-cobalto-niquelíferos ordenados según sus características morfogénicas, al igual que de aquellos formados por los productos de la redeposición de las cortezas.

Se establece el concepto de formación menífera de la corteza de intemperismo, y a partir del mismo se ofrece una clasificación genético-formacional para los yacimientos ferro-cobalto-niquelíferos.

El ordenamiento genético-formacional se hace extensivo a otros yacimientos y depósitos de origen exógeno y eso permite ofrecer una ulterior clasificación genético-formacional que incluye todo el

espectro de la mineralización metálica de origen exógeno de Cuba.

Debido a que la metalogénia es la ciencia de las regularidades de formación espacio-temporal de los yacimientos minerales se introducen los conceptos de provincia metalogénica y época metalogénica. Todo esto permite la realización del análisis metalogénico de toda la mineralización metálica exógena de Cuba, para ello, se confecciona la tabla de las formaciones metalogénicas-complejos de formaciones geológicas y meníferas donde se describen todos los diferentes tipos genéticos de mineralización metálica exógena caracterizados, ordenados y descritos de acuerdo a su posición en las diferentes zonas y subzonas estructuro-metalogénicas, las diferentes formaciones meníferas, los tipos formacionales de yacimientos y sus ejemplos, la interpretación genética, las diferentes épocas metalogénicas de formación, las distintas formaciones geológicas participantes, menífera, encajante, generadora y formadora, por último, se distingue el concepto de fuente hipotética de la mineralización para los casos en que esta sea desconocida.

Se describen ejemplos de los diferentes tipos genéticos de yacimientos y depósitos ferro-cobalto-niquelíferos distinguidos en la tabla poniendo énfasis en sus características geomorfológicas de yacencia, y las condiciones genéticas de la mineralización.

Un énfasis especial se hace en la descripción del yacimiento multi/generacional complejo de San Felipe que presenta condiciones inusuales en su origen, composición y desarrollo.

Otros tipos genéticos de mineralización exógena se describen como son los yacimientos, depósitos y manifestaciones de cromo, manganeso, antropogénicos (colas y escombros), de hierro en sombreros de hierro, distintos tipos genéticos de bauxitas y metales preciosos en sombreros de hierro y placeres aluviales.

Por último, se realizan consideraciones sobre las condiciones paleogeográficas que debieron existir para el desarrollo de tan amplio espectro de mineralización metálica exógena, lo que demuestra la extraordinaria dinamicidad del intemperismo existente en las regiones tropicales con desarrollo de los arcos de isla volcánicos.

TABLA DE CONTENIDO

INTRODUCCIÓN/ 13

CAPÍTULO 1/ 17

FACTORES QUE REGULAN LA FORMACIÓN Y DESARROLLO DE LAS CORTEZAS DE INTEMPERISMO FERRO-COBALTO-NIQUELÍFERAS DE CUBA/ 17

FACTOR CLIMÁTICO/ 17

FACTOR PETROGRÁFICO/ 17

FACTOR GEOMORFOLÓGICO/ 19

FACTOR HIDROGEOLOGÍCO, CONDICIONES HIDROGEOQUÍMICAS E HIDRODINÁMICAS CONCURRENTES/ 22

CAPÍTULO 2/ 35

CONSIDERACIONES SOBRE LA EDAD DE LAS CORTEZAS DE INTEMPERISMO UTILIZANDO EL MÉTODO HIDROGEOQUÍMICO/ 35

CAPÍTULO 3/ 38

ZONALIDAD GEOQUÍMICA DE LAS CORTEZAS DE INTEMPERISMO SOBRE LAS ROCAS ULTRABÁSICAS DE CUBA/ 38

CAPÍTULO 4/ 47

CORTEZAS DE INTEMPERISMO DESARROLLADAS EN OTROS TIPOS DE ROCAS/ 47

CAPÍTULO 5/ 50

CLASIFICACIÓN GENÉTICO FORMACIONAL/ 50

CAPÍTULO 6/ 60

METALOGENIA EXÓGENA DE CUBA/ 60

CAPÍTULO 7/ 66

FORMACIONES METALOGÉNICAS, COMPLEJOS DE FORMACIONES GEOLÓGICAS Y MENÍFERAS/ 66

YACIMIENTOS MINERALES EXÓGENOS FERRO-COBALTO-NIQUELÍFEROS/ 76

CAPÍTULO 8/ 77

METALES FERROSOS/ 77

YACIMIENTOS FERRO-COBALTO-NIQUELÍFEROS/ 77

YACIMIENTOS FERRO-COBALTO-NIQUELÍFEROS DESARROLLADOS SOBRE UN RELIEVE DE MONTAÑAS BAJAS CON CIMAS EN FORMA DE MESETA/ 79

YACIMIENTOS FERRO-COBALTO-NIQUELÍFEROS DESARROLLADOS SOBRE EL RELIEVE DE MONTAÑAS BAJAS Y COLINAS MUY DESMEMBRADO/ 86

YACIMIENTOS FERRO-COBALTO-NIQUELÍFEROS DESARROLLADOS SOBRE LAS TERRAZAS DE ABRASIÓN ALTAS/ 91

YACIMIENTOS FERRO-COBALTO-NIQUELÍFEROS DESARROLLADOS SOBRE LAS TERRAZAS DE ABRASIÓN BAJAS/ 96

YACIMIENTOS FERRO-COBALTO-NIQUELÍFEROS DE TIPO SEUDO LINEAL/ 117

YACIMIENTOS FERRO-COBALTO-NIQUELÍFEROS MULTIGENERACIONALES DE MANTO BOLSON EN TESTIGOS DE EROSIÓN/ 122

YACIMIENTOS EXÓGENOS DE CROMO/ 148

DEPÓSITOS DE HIERRO ANTROPOGÉNICO/ 151

DEPÓSITOS DE HIERRO RESIDUALES EN CORTEZAS DE INTEMPERISMO SOBRE LOS DEPÓSITOS DE SULFUROS PRIMARIOS/ 153

YACIMIENTOS EXÓGENOS DE MANGANESO/ 156

CAPÍTULO 9/ 164

METALES NO FERROSOS/ 164

YACIMIENTOS Y MANIFESTACIONES DE BAUXITAS/ 164

BAUXITAS LATERÍTICAS/ 164

ALTO DE LA CLARITA/ 167

BAUXITAS LATERÍTICO-SEDIMENTARIAS/ 168

BAUXITAS METAMÓRFICO-SEDIMENTARIAS/ 170

CAPÍTULO 10/ 175

METALES PRECIOSOS/ 175

CAPÍTULO 11/ 179

ANÁLISIS METALOGÉNICO EXÓGENO/ 179

BIBLIOGRAFÍA/ 184

INTRODUCCIÓN

El intemperismo es el gran concentrador de metales, es un regalo de la naturaleza al hombre del trópico, la elevada radiación solar y la elevada cantidad de precipitaciones, amén de otros factores, condicionan la concentración de los metales llevándolos al nivel de menas económicamente explotables, otras veces la concentración no se produce de manera química, sino mecánica, pero igualmente producida por la acción del intemperismo. La ciencia del intemperismo, signada por el análisis y comprensión de todos los factores que intervienen en su desarrollo, conduce inevitablemente al análisis metalogénico como método científicamente fundamentado para descubrir las regularidades espacio-temporales de acumulación de los metales de origen exógeno.

La presente monografía, resume la información generada y acumulada sobre la metalogía del intemperismo en Cuba desde 1965 en el Instituto de Geología y Paleontología, en colaboración con el Instituto de Geología de los Yacimientos Minerales (IGEM) de la Academia de Ciencias de la URSS que se mantuvo hasta la desaparición de la Unión Soviética. En 1986, el Instituto de Geología y Paleontología se unió al Centro de Investigaciones Geológicas del MINBAS (Ministerio de la Industria Básica) donde se continuaron las investigaciones sobre la metalogía exógena de Cuba hasta nuestros días.

Los datos que se ofrecen en la presente monografía fueron generados hasta el año 2000, fecha en que el autor de esta obra se jubiló.

Previamente, en 1964 había visitado Cuba el Doctor Arnold S. Marfunin, funcionario de alto nivel de la Academia de Ciencias de la URSS, quien junto al Doctor Antonio Núñez Jiménez, Presidente de la naciente Academia de Ciencias de Cuba, trazaron las líneas estratégicas de desarrollo de las investigaciones científicas geológicas en el recién creado Instituto de Geología. Esas líneas fueron:

1. sobre la tectónica
2. sobre los yacimientos endógenos y
3. sobre los yacimientos exógenos

Las investigaciones sobre los yacimientos exógenos metálicos de las cortezas de intemperismo comenzaron en el invierno de 1965 cuando llegaron a Cuba los doctores Igor Z. Korin y Vladimir I. Finkó, expertos en procesos exógenos del Instituto de Geología de los Yacimientos Minerales, Mineralogía, Petrografía y Geoquímica de la Academia de Ciencias de la URSS. (IGEM), con quienes el autor fue asignado a trabajar. (ver fig. 1).

Como resultado de los trabajos por ellos realizados, se publicaron varios artículos científicos sobre la edad de la antigua corteza de intemperismo y sobre la existencia de carso en peridotitas en la sierra de Moa.



Fig. 1.
El autor, en la
región de Moa
con los doctores
Antonio Núñez
Jiménez
e Igor Korin.

En 1967, llegó a Cuba el Doctor Yuri Y. Buguelskiy, especialista del Departamento de Minerales Exógenos del IGEM y se comenzaron a realizar investigaciones sobre la hidrogeoquímica de las cortezas de intemperismo, en las que Formell participó desde su inicio. Trabajaron, prácticamente, en todas las áreas de desarrollo de las cortezas de intemperismo niquelíferas del noreste de Oriente. (ver fig. 2).

Buguelskiy trajo consigo un laboratorio químico portátil con el que se hacían, inmediatamente después de la toma de las muestras, los análisis de las aguas que se colectaban durante los recorridos de campo, tanto de las aguas corrientes, de grietas y también de las aguas póricas. Se caracterizaron así las aguas que circulaban en diferentes yacimientos de la corteza de intemperismo. Al mismo tiempo se avanzaba en las observaciones geológicas con el objetivo de esclarecer las condiciones del desarrollo y evolución de las cortezas de intemperismo hierro-cobalto-niquelíferas de Cuba.

Y.Y. Buguelskiy continuó trabajando en Cuba y realizó varios viajes que ocurrían cada dos años. Como resultado se comenzaron a publicar trabajos sobre la temática, tanto en ruso, en revistas de la editorial "Nauka" y como otras, como en español en las revistas Serie Geológica y Ciencias de la Tierra y el Espacio, ambas de la Academia de Ciencias de Cuba. En 1972, el autor fue seleccionado por la Academia de Ciencias de Cuba y aceptado por el IGEM de la Academia de Ciencias de la URSS, para realizar una aspirantura sin liberación del trabajo en la URSS, sobre

la temática de las cortezas de intemperismo niquelíferas de Cuba.

En 1976 defendió su tesis titulada "Geología, Composición Sustancial y Génesis de las cortezas de intemperismo niquelíferas de Cuba". Ese trabajo tenía tres principales tesis de defensa;

1. mapa geológico de la región de estudio
2. mapa pronóstico de posibles nuevas zonas a explorar
3. clasificación morfogenética de las cortezas de intemperismo niquelíferas de Cuba.

En la clasificación morfogenética aparecían los yacimientos de la corteza de intemperismo agrupados según las regularidades geomorfológicas e hidrodinámicas que los caracterizan.

La defensa fue exitosa y obtuvo el grado científico de "*Candidat geologo-mineralogicheskij Nauk*" en el IGEM de la Academia de Ciencias de la URSS. En esos momentos, la temática original del estudio de las cortezas de intemperismo niquelíferas de Cuba había sido ampliada y extendida para incluir, no solo las acumulaciones meníferas residuales, sino también el resto del ciclo del intemperismo incluyendo las acumulaciones proluviales, deluviales, aluviales y sedimentarias.

En 1968, en compañía del técnico geólogo Pedro Blanco, el autor descubrió, en la región de San Miguel de los Baños y en la región de Cubitas, acumulaciones de materiales lateríticos redepositados a partir de cortezas de intemperismo preexistentes sobre las rocas ultrabásicas. Este descubrimiento permitió ampliar considerablemente el espectro del pronóstico para



Fig. 2.
Y.Y. Buguelskiy
en el campo.

la búsqueda de acumulaciones industriales de minerales exógenos. Los resultados de esas investigaciones fueron publicados, junto con Y.Y. Buguelskiy, en 1974. Productos de la redeposición de las cortezas de intemperismo fueron encontrados y documentados con datos de pozos de perforación de la Empresa de Geología de Santiago de Cuba en el yacimiento Punta Gorda. En 1980, se publicó junto con J. Oro un artículo sobre los procesos de redeposición en el yacimiento Punta Gorda.

En 1983, junto con Peter Jakus y Pal Gyarmati, se publicó el trabajo titulado "*Nuevas áreas perspectivas para la acumulación de bauxitas cársicas en los alrededores de Guantánamo.*"

En 1984, continuando las investigaciones sobre la posibilidad del hallazgo en Cuba de acumulaciones industriales de bauxitas, el autor publicó junto con Y.Y. Buguelskiy, el trabajo titulado "*Particularidades de la génesis y evolución del yacimiento Sierra Azul.*"

En 1985 se publicó por la editora "Nauka", una monografía sobre los yacimientos minerales de Cuba, con un capítulo dedicado a los yacimientos de origen exógeno cuyos autores fueron Y.Y. Buguelskiy y F. Formell Cortina. En esa monografía, sobre la base de una nueva clasificación genético-formacional de las cortezas de intemperismo de Cuba, se describieron los principales yacimientos ferro-cobalto-niquelíferos y además, los yacimientos y manifestaciones de bauxitas encontrados en Cuba; también por primera vez, se esbozó la concepción de la metalogenia exógena como metodología, no solo para caracterizar los yacimientos minerales exógenos, sino también para poder pronosticar acertadamente posibles nuevas áreas de ocurrencia.

En 1986, el Instituto de Geología y Paleontología de la Academia de Ciencias fue unido al Centro de Investigaciones Geológicas del MINBAS. Este nuevo centro de investigaciones conservó el nombre de Instituto de Geología y Paleontología. En este centro, el autor continuó realizando investigaciones relacionadas con la metalogenia exógena. En esta nueva institución, fue jefe de dos problemas de investigación quinquenales:

- Pronóstico de yacimientos minerales (1986-1990).
- Estudio de la metalogenia de Cuba (1991-1994).

Y fue autor principal y redactor del Mapa Metalogénico de Cuba a escala 1:500 000 (1986-1990).

Otro logro importante en la colaboración con Y.Y. Buguelskiy, fue la confección del mapa de las cortezas de intemperismo que se publicó en el "Nuevo Atlas Nacional de Cuba" en 1989.

En 1990, el autor publicó en la Serie Geológica No. 3 de la Academia de Ciencias de la URSS, una nueva clasificación genético-formacional que incluía también, además de los yacimientos ferro-cobalto-niquelíferos y las bauxitas, los yacimientos exógenos de cromo, manganeso, sombreros de hierro y oro.

La colaboración científica con la Academia de Ciencias de la URSS continuó de forma ininterrumpida hasta el fin de la URSS en 1991.

En 1998, el autor fué contratado por San Felipe Mining Ltd., como vicegerente general y jefe de las operaciones de exploración del yacimiento San Felipe en la provincia de Camagüey. Se conocía de manera general el yacimiento a partir de algunos recorridos de campo realizados anteriormente con Y.Y. Buguelskiy, pero la exploración detallada que realizó del yacimiento durante los años 1998 y hasta el 2000, junto con un valioso grupo de colegas de las Empresas Geológicas de Santiago de Cuba y de Camagüey, le permitieron revelar a fondo las condiciones espacio-temporales del origen y evolución del yacimiento y constatar, al menos, dos generaciones de cortezas de intemperismo en el lugar, lo cual concede a San Felipe una posición única en el conocimiento de las cortezas de intemperismo niquelíferas de Cuba. Los datos, sobre las condiciones de formación de San Felipe permitieron incluirlo como un ejemplo independiente en la categoría de yacimientos multigeneracionales de tipo manto-bolsón en la tabla genético-formacional de los yacimientos minerales exógenos de Cuba.

A partir de la clasificación genético-formacional de los yacimientos exógenos de Cuba y tomando en consideración, además, el concepto de formación menífera, se incluyeron nuevos conceptos para las formaciones geológicas actuales, y se distinguieron en la tabla de las "formaciones metalogénicas exógenas, complejos de formaciones geológicas y meníferas", los nuevos conceptos para la metalogenia exógena, de formaciones geológicas meníferas, menífero-encajantes, menífero-generadoras y menífero-formadoras; así mismo, y para algunos casos se incluyó el concepto de fuente hipotética de la mineralización. Toda esta información permite realizar un análisis metalogénico integral para todos los yacimientos de origen exógeno de Cuba.

El autor quiere aclarar que en todas las publicaciones realizadas sobre esta temática hasta el momento, en la descripción de los diferentes perfiles de la corteza de intemperismo se ha utilizado siempre el término "ocres estructurales" para señalar a los ocres que conservan a simple vista rasgos de la estructura primaria de las rocas ultrabásicas madre y "ocres inestructurales"

para aquellos donde se han perdido por completo aquellos rasgos estructurales de la roca madre, pero en la realidad ocurre que, en los ocres se aprecian no solo rasgos estructurales primarios de las ultrabasitas, como grietas, diaclasas, fallas etc.; sino también huellas de la textura original reticular pseudo ofítica de las ultrabasitas serpentinizadas. De este modo, al autor le ha parecido más apropiado nombrar a los ocres que conservan rasgos, tanto de la estructura como de la textura de las rocas primarias, como ocres estructuro-texturales, y en consecuencia, a los ocres que han perdido totalmente huellas de la estructura y textura primarias como ocres inestructuro-texturales

Se ha detallado más arriba la fuente de datos contenidos en la presente monografía, resultado de muchos años de investigaciones sistemáticas sobre las cortezas de intemperismo y los yacimientos minerales exógenos asociados con ellas. El texto que a continuación se presenta contiene todos los datos acumulados sobre los factores que intervienen en los procesos de formación y desarrollo de las cortezas de intemperismo apoyado con datos cuantitativos expresados en tablas, así como descripciones de los distintos tipos de depósitos distinguidos en las diferentes clasificaciones confeccionadas durante el avance en el tiempo de las investigaciones realizadas, las que culminan con el análisis metalogénico del intemperismo en Cuba. Pudieran parecer reiterativas las frecuentes descripciones de los diferentes perfiles de las cortezas expuestas en los diferentes capítulos de la monografía, pero se ha considerado necesario mantenerlos, primero porque cada tipo de depósito descrito presenta particularidades individuales de sus perfiles característicos y segundo, porque los factores que regulan la formación y desarrollo de las cortezas de intemperismo producen, según su intensidad y tiempo de acción, diferentes perfiles de la corteza. De esta forma, en la monografía puede leerse por capítulo o separadamente cada descripción de los depósitos tipo incluidos.

El autor no hubiera podido siquiera pensar en la posibilidad de ofrecer los resultados de su trabajo de muchos años como geólogo si no hubiese recibido la confianza y el apoyo, cuando solo era un estudiante de la Escuela de Geología en la Facultad de Ciencias de la Universidad de la Habana, del Capitán Doctor Antonio Núñez Jiménez, presidente de la Academia de Ciencias de Cuba que lo recibió, apoyó, confió en él y lo incorporó al enorme esfuerzo que se realizaba bajo su dirección y guía, para recopilar, organizar y desarrollar la herencia geológica expresada en documentos, colecciones de rocas, minerales y fósiles que se había recibido de instituciones y personas dedicadas a la geología en la época del capitalismo y al mismo tiempo, crear las condiciones materiales y humanas para el desarrollo en revolución de la geología que fructificaría, en la creación en 1965, del Instituto de Geología y Paleontología.

Quiere señalar, además, que se siente identificado y ha seguido fielmente, los conceptos acumulados por la escuela rusa de pensamiento científico sobre los minerales exógenos, encabezada por el gran científico ruso I.I. Guinzburg y sus seguidores del Departamento de minerales exógenos del IGEM, de la Academia de Ciencias de Rusia, especialmente el Dr. Yuri Yurievich Buguel'skiy, su profesor y amigo con quien trabajó por muchos años, guió su doctorado y dirigió las investigaciones que generaron una parte importante de los datos que se presentan en esta obra.

En Cuba, es la primera vez que se aborda de forma sistemática, con datos concretos y sobre bases científicamente fundamentadas, el ciclo del intemperismo que incluye todos los factores actuantes en los procesos del intemperismo y su dinámica e interacción espacio-temporal, lo que ha dado lugar a la formación de varios tipos de yacimientos exógenos, de diferentes metales y diferentes formas de acumulación, y en consecuencia, ha permitido realizar, un análisis conceptual y detallado de **“La metalogenia del intemperismo en Cuba”**.

CAPÍTULO 1

FACTORES QUE REGULAN LA FORMACIÓN Y DESARROLLO DE LAS CORTEZAS DE INTEMPERISMO FERRO-COBALTO-NIQUELÍFERAS DE CUBA

Debido a que los yacimientos de menas ferro-cobalto-niquelíferas están estrechamente vinculados con las cortezas de intemperismo, las regularidades de su formación y distribución en sentido general son idénticas. La formación de ellos, lo mismo que de las cortezas, está regulada por factores climáticos, estructuro-tectónicos, petrográficos, geomorfológicos, hidrogeológicos, hidrodinámicos e hidrogeoquímicos. Los factores enumerados, determinan las condiciones de formación y las regularidades de distribución de los yacimientos hipergénicos. La ausencia de cualquiera de estos factores se refleja negativamente en el proceso de formación mineral y puede en general impedir la formación de los yacimientos. Al mismo tiempo, la influencia de estos factores en el proceso de redistribución de los elementos útiles y la concentración de los mismos en forma de mineralización útil, se manifiesta inmediatamente, en otras palabras, ellos influyen decisivamente en el sistema agua-roca.

FACTOR CLIMÁTICO

Utilizando los datos del actualismo, se puede demostrar que los yacimientos niquelíferos de Cuba se formaron en condiciones de un clima húmedo tropical. Los datos de Emiliani (1956, 1970) señalan que las oscilaciones de la temperatura en la región del Caribe, comenzando en el Oligoceno, fueron insignificantes y nunca sobrepasaron los $\pm 3^\circ \text{C}$. Las temperaturas mínimas establecidas por Emiliani para la época pleistocénica glacial no son más bajas que las temperaturas medias anuales observadas actualmente en las regiones montañosas de Cuba.

La pequeña oscilación de la temperatura y

también análogamente, en sentido general, la circulación de la atmósfera permite suponer una pequeña diferencia en la cantidad de precipitaciones atmosféricas caídas a lo largo de toda la historia geológica de Cuba y particularmente durante el Plioceno-Cuaternario, cuando las distintas islas del paleoarchipiélago cubano se unieron y Cuba tomó por fin, la configuración actual. Por eso, se puede considerar que los volúmenes actuales de precipitaciones atmosféricas (2000-2500 mm/cm²/año) son particularmente favorables para la formación de las cortezas de intemperismo meníferas y de los yacimientos minerales vinculados con ellas.

A pesar de que toda Cuba se extiende dentro de la zona climática subtropical, se manifiesta una clara regularidad en la distribución de los yacimientos niquelíferos, los cuales se concentran en las zonas donde subsisten condiciones microclimáticas muy húmedas.

FACTOR PETROGRÁFICO

De acuerdo con las relaciones estructuro-tectónicas, todos los yacimientos de níquel están distribuidos a lo largo de la zona de desarrollo de fragmentos de la litosfera oceánica antigua la cual forma un cinturón alargado y estrecho de dirección sublatitudinal constituido por rocas del complejo ofiolítico. Las regularidades estructuro-tectónicas de localización de las rocas ultrabásicas determinan, al mismo tiempo, el carácter de la distribución de los yacimientos ferro-cobalto-niquelíferos; para estos, el factor petrográfico juega también un importante papel. Como es conocido, los yacimientos de níquel están vinculados exclusivamente con los mantos dunito-peridotíticos. Las cortezas de intemperismo que se forman sobre otras rocas ultrabásicas, por ejemplo, piroxenitas y hornblenditas frecuentemente son pobres en níquel y cobalto. En Cuba, las cortezas de intemperismo niquelíferas se desarrollan predominantemente sobre rocas de composición harzburgítica. (ver fig. 3).

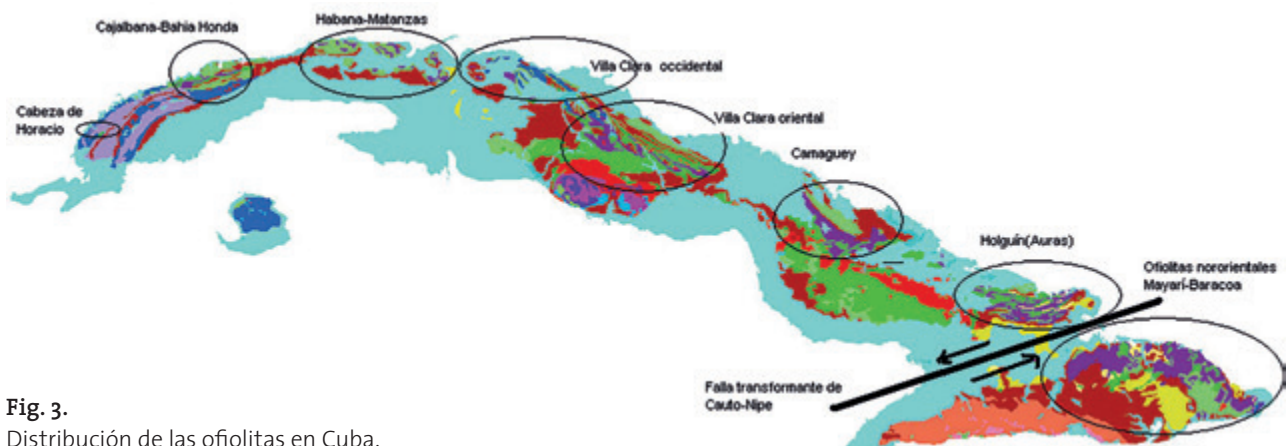


Fig. 3.
Distribución de las ofiolitas en Cuba.

No es casual, por tanto, que en aquellas regiones del cinturón ofiolítico de Cuba constituido por serpentinitas, rocas dinamo metamorfozadas a partir de las peridotitas originales y cuyos minerales constituyentes son aquellos de las serpentinas, antigorita, crisotilo, etc y cuya temperatura de formación es mucho más baja que las de los minerales de las peridotitas, es decir, olivino y piroxenos las cortezas de intemperismo no se formen.

Una condición esencial para la transcurriencia del intemperismo químico es la temperatura de formación de los minerales en relación con las temperaturas que rigen en la zona de hipergénesis, mientras mayor es la diferencia entre las temperaturas de formación de los minerales a intemperizar y las temperaturas de la zona de hipergénesis (ambientales) mayor será la propensión de los minerales constituyentes de las rocas a intemperizarse. Minerales cuyas temperaturas de formación son cercanas a las temperaturas ambientales se mantienen estables en condiciones hipergénicas y se intemperizan pobremente o no se intemperizan del todo.

Entre las harzburgitas aparecen cuerpos aislados y diques de lherzolitas, dunitas y plagioperidotitas, el eluvio de las cuales, puede ser níquelífero, pero su contenido de níquel siempre será considerablemente menor que en el eluvio

de las peridotitas. En las ultrabasitas aparecen también minerales hidrotermales como clorita, carbonatos, sulfuros, talco y otros, los cuales toman parte, sin transformación, o muy subordinada transformación, en la formación de las cortezas meníferas y de los yacimientos vinculados con ellas.

Un rasgo importante de las peridotitas es su sistemático agrietamiento romboedral. Todo el sistema de grietas y diaclasas en las ultrabasitas transcurre como paralelepípedos oblicuos o romboédricos (ver fig 4.).

Esa característica proto-tectónica de las ultrabasitas resulta crucial frente a los procesos de intemperismo porque ese sistema de grietas favorece la infiltración de las aguas meteóricas y, por tanto, la consecución del intemperismo; y es de tal forma decisivo que la frecuente formación de bolsones en el perfil de la corteza es resultado precisamente de la existencia de ese agrietamiento prototectónico. De esa forma, los bolsones ocrosos delianean, vistos en planta, las grietas romboédricas originales. Un ejemplo clásico de este fenómeno se observa claramente en el substrato del yacimiento Sol Líbano donde la corteza fue totalmente explotada (ver fig. 5).

Allí se alinean los bloques ligeramente aliterados de las peridotitas que no pudieron ser explotados, en una distribución romboédrica sistemática vistos en planta.

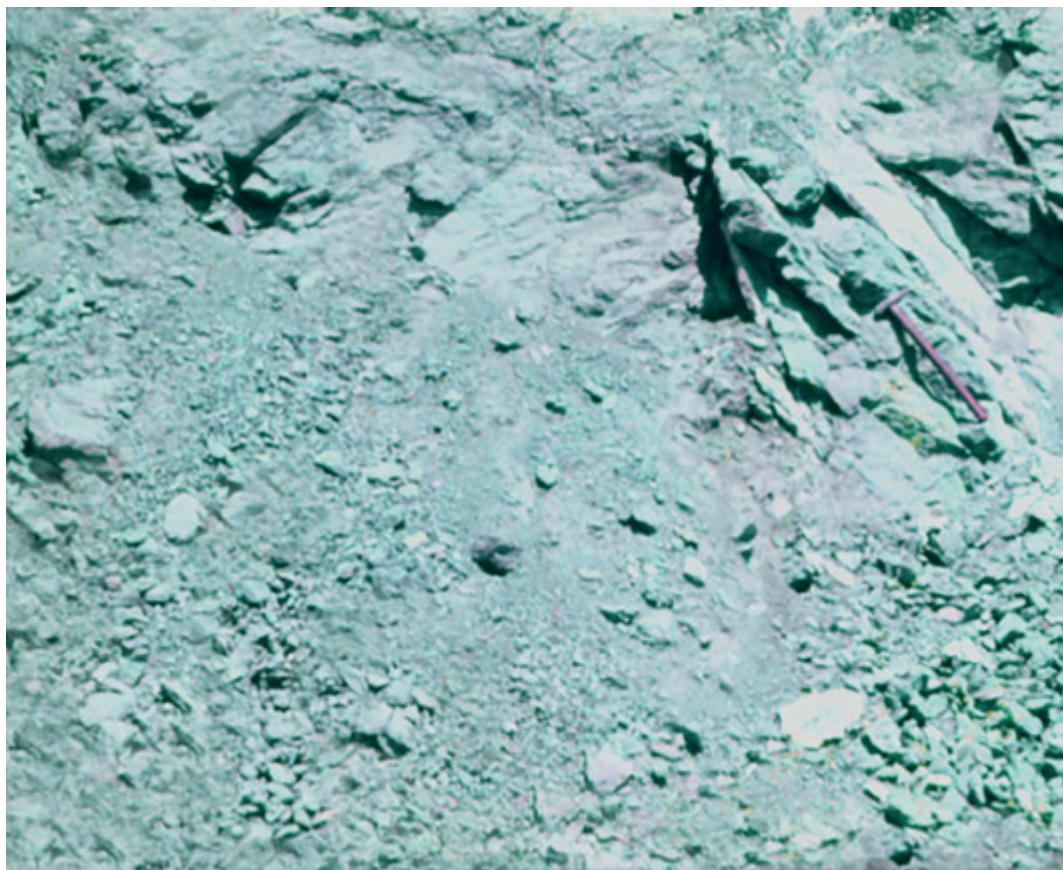


Fig. 4.
Carácter de la estructura de las ultrabasitas.

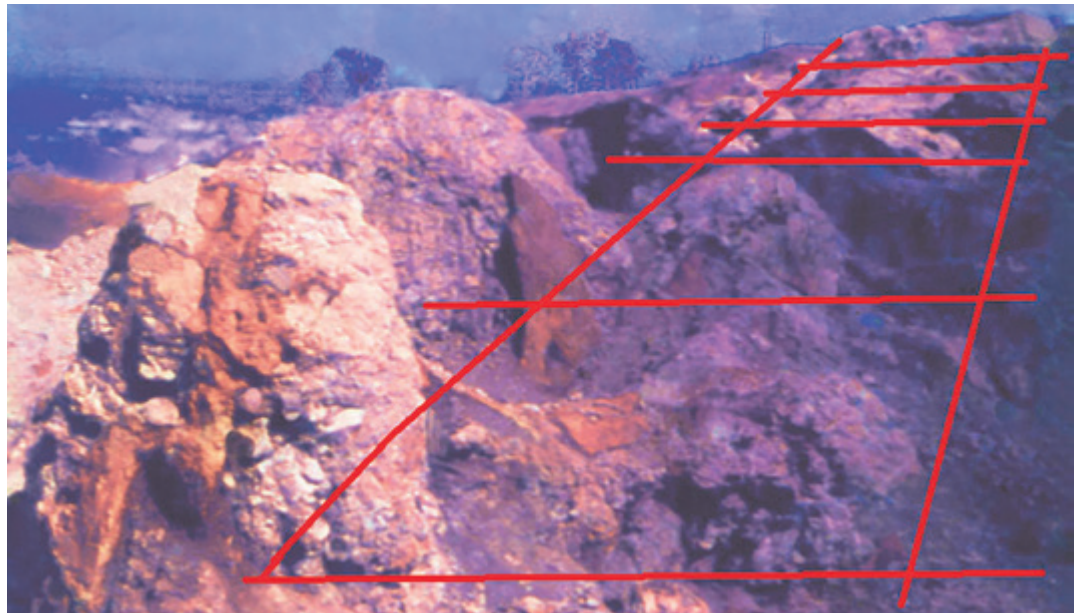


Fig. 5.
Substrato de Sol
Líbano después
de la explotación.

FACTOR GEOMORFOLÓGICO

Las condiciones geomorfológicas de formación de los yacimientos de níquel en Cuba son bastante diferentes. Como ha sido señalado, ellos se extienden tanto sobre la superficie elevada, aplanada, en forma de meseta, como sobre las laderas y cimas del sistema de premontañas colinosas bastante diferenciadas y sobre las terrazas de abrasión situadas a diferentes alturas sobre el nivel del mar. Para todas las diferentes condiciones geomorfológicas sobre las cuales se desarrollan los yacimientos hipergénicos subsisten dos requisitos indispensables y comunes a todas ellas. El primero es la necesaria elevación de la superficie sobre las bases de erosión y el segundo es su aplanamiento. El primero garantiza el drenaje intenso y sistemático las aguas atmosféricas que ingresan al paisaje

y el segundo permite la necesaria conservación de los productos de intemperismo y la acumulación en ellos de los componentes útiles. La ausencia de cualquiera de estos requisitos impide el desarrollo de los yacimientos minerales. Como ejemplo se puede señalar que en Cuba existen llanuras constituidas por ultrabasitas con alturas absolutas de 20-50 m sobre las cuales no es conocido un solo yacimiento de níquel. Por otra parte, en los lugares suficientemente elevados, pero con superficies muy inclinadas las cuales exceden el "ángulo de pendiente crítica", tampoco son favorables para la formación de yacimientos hipergénicos de níquel. En tales superficies, a pesar del intenso drenaje que asegura el intemperismo químico los productos resultantes no se acumulan y por tanto no se forman yacimientos minerales. (ver fig. 6).

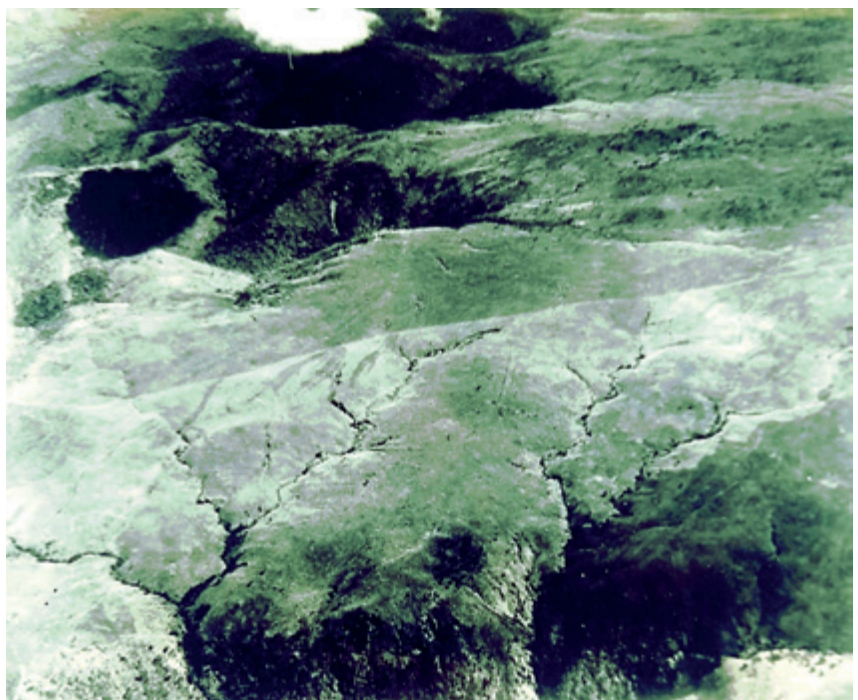


Fig. 6.
Vista aérea del peniplano antiguo
desmembrado, región de
la Sierra de Nipe.

Los yacimientos niquelíferos del nordeste de Oriente se desarrollan, en gran medida, sobre superficies de nivelación elevadas a diferentes alturas, las cuales poseen diferentes génesis y desarrollo. Dada la estrecha relación entre estas superficies y las cortezas de intemperismo que sobre ellas se desarrollan, el esclarecimiento de la génesis y edad de aquellas es fundamental para la comprensión adecuada de los procesos que han conducido a la formación de las cortezas de intemperismo niquelíferas de Cuba oriental.

De acuerdo con los datos que poseemos, es posible distinguir cuatro grupos genéticamente diferentes de superficies en el nordeste de oriente, pero solo los dos primeros grupos concentran los principales yacimientos niquelíferos de la región, por tanto, solo los consideraremos a continuación:

PRIMER GRUPO

En el sistema orográfico Nipe Baracoa son características las montañas de cimas aplanadas, mesetas o plateaus, elevadas a diferentes alturas, entre 500 y cerca de 1 000 m. Los Mulos, Cupeyal, Piloto, Iberia y Buenavista. Nosotros suponemos que estas superficies que coronan las montañas actuales del Grupo Nipe-Cristal-Baracoa son partes de una única superficie de nivelación antigua. La edad de esta antigua superficie puede situarse en el Mioceno Inferior como límite más antiguo sobre la base de la edad de los sedimentos carbonatados de esta

edad que yacen con inclinación, transgresivamente, sobre las rocas ultrabásicas.

S. Massip (1942), consideró un nivel general de peniplanación para Cuba, el cual relacionó al final del Mioceno Medio. A esta época asumió la formación de la superficie de El Yunque con una altura de 600m s.n.m. Kartashov (1972), está también de acuerdo en que la formación del peniplano cubano ocurrió en el Mioceno, pero no excluye la posibilidad de que su formación estuviera relacionada con procesos abrasivos y no denudativos como consideran la mayoría de los autores. El relaciona la formación de las cortezas de intemperismo con el Mioceno-Cuaternario, perdiendo de vista en su razonamiento que, en las condiciones de situación de esta superficie única cerca del nivel del mar, es difícil explicar el desarrollo de los procesos de formación de las cortezas de intemperismo.

Según nuestra opinión, la formación intensa de las cortezas de intemperismo comenzó solamente después que la superficie del Mioceno fue elevada como resultado de movimientos neotectónicos de bloques.

Estos bloques en los cuales se fraccionó la antigua superficie única quedan fijados por los cursos antecedentes de los ríos Mayarí, Levisa, Sagua, Moa y otros, cuyos cursos siguen zonas de debilidad tectónica de dirección meridional; en algunos de ellos los arroyos afluentes tienen también un origen tectónico asociado a las fallas secundarias de tipo plumaje, como en el caso del río Levisa y sus afluentes.



Fig. 7.
Corteza de intemperismo en la superficie elevada de Pinares de Mayarí, al fondo la Loma de Mensura.

Los movimientos tectónicos de levantamiento comenzaron, según la opinión de la mayoría de los investigadores, en el Plioceno y se extendieron en el transcurso de todo el Pleistoceno donde se destacan no menos de 4 etapas de grandes levantamientos. Algunos investigadores señalan la existencia de hasta 7 etapas (Lilienberg, 1972). Este levantamiento general en bloques tiene una apreciable combadura hacia sus extremos; de esta manera las elevaciones extremas tienen una altura de entre 500 y 600 m (Pinares de Mayarí, Buenavista) mientras que hacia el centro se registran las mayores elevaciones 900-1 000 m (Piloto, Cupeyal).

De esta manera, se puede afirmar que las cortezas de intemperismo que se desarrollan sobre las superficies en forma de meseta que coronan las montañas del sistema orográfico de Nipe-Baracoa no son más antiguas que el Plioceno. Con esas superficies están vinculados importantes yacimientos industriales de níquel, como Pinares de Mayarí, amén de otras áreas con potentes cortezas de intemperismo como Los Mulos, Cupeyal, Piloto, Ibería y Buenavista. Esos yacimientos se caracterizan por poseer perfiles abreviados y contener menas oxidadas de níquel. (ver fig. 7).

SEGUNDO GRUPO

Los levantamientos del Pleistoceno-Holoceno se fijan muy bien en la región más oriental por la presencia de terrazas de abrasión marina descritas detalladamente en la zona de Punta de

Maisí por J. Isaac del Corral (J.I. del Corral, 1944) y que fueron estudiadas posteriormente por numerosos investigadores, Furrázola y Judoley (1984), Núñez Jiménez (1962); etc.

En la región de Moa se desarrollan una serie de superficies escalonadas sobre las que se desarrollan ampliamente las cortezas de intemperismo níquelíferas y a las cuales, nosotros le asignamos una génesis abrasiva correlacionándolas con las terrazas de Maisí.

La génesis abrasional de estas superficies escalonadas se demuestra por los siguientes hechos:

1. Su distribución a lo largo de la costa y su coincidencia con los contornos actuales de esta.
2. Su presencia solamente en las laderas de los macizos adyacentes al océano y su ausencia en las laderas opuestas.
3. El paso gradual de los niveles más bajos hacia la plataforma marina.
4. Las superficies frecuentemente cortan los sedimentos del Eoceno, Oligoceno y Mioceno caracterizados faunísticamente, que bordean los macizos ultrabásicos, como se observa en la región de Yamanigüey y por esto son indudablemente más jóvenes que las formaciones indicadas.
5. La coincidencia de las cotas absolutas de estos niveles con las cotas de las terrazas de abrasión marina Pleistoceno-holocénicas de la región de Punta de Maisí descritas por José Isaac del Corral (1944). (ver fig.8)



Fig. 8.
Terraza de
abrasión
(20-25m) cubierta
de corteza
de intemperismo.
Región de Cupey.
Edad Pleistoceno
Superior.
Al fondo sistema
de terrazas
escalonadas
Sierra de Moa.

La estrecha relación entre las terrazas marinas y aluviales también permiten datar la edad de las terrazas marinas como cuaternarias. Como demostró Lilienberg (1972), la edad de las terrazas marinas y fluviales de Cuba, varían desde el Pleistoceno Inferior al Holoceno.

En la región de Moa distinguimos 8 niveles de terrazas marinas que son:

1. De 3-10 m. Yacimiento de Playa La Vaca, parte inferior de la región Cupey Quesigua.
2. De 10-30 m la mayor parte de la región Cupey-Quesigua y las zonas inferiores de Punta Gorda.
3. De 30-60 m Yacimiento Punta Gorda.
4. De 60-100 m Yagrumaje, parte inferior de Moa.
5. De 100-200 m Yacimiento Moa.
6. De 200-300 m parte Superior de Moa, Camarioca norte, Cantarana.
7. De 300-400 m Atlántico y la parte superior de Cantarana.
8. De 400-600 m Camarioca Sur.

En los intervalos indicados se observan pequeñas variaciones de las cotas debido a que los taludes de las terrazas están poco marcados y las superficies en general presentan una ligera inclinación al norte. Esto es consecuencia de la naturaleza friable de los productos de intemperismo desarrollados sobre las terrazas originales, por lo que la cantidad general de terrazas puede alcanzar hasta 13 y más. Esto concuerda totalmente con los datos de Lilienberg para las terrazas marinas de Cuba y con los datos de Corral (1944) y de Núñez Jiménez (1962).

Particularmente, resultan interesantes los resultados de Dodge R. E. de datación absoluta de varios niveles de terrazas de la península noroccidental de Haití los cuales en general coinciden con las apreciaciones sobre la edad de las terrazas cubanas.

En correspondencia con la opinión de la mayoría de los investigadores sobre la edad Pleistoceno Inferior-Holoceno de las terrazas marinas de Cuba, es posible datar relativamente las cortezas de intemperismo niquelíferas desarrollados en la región de Moa y que incluyen los yacimientos de playa La Vaca, Cupey, Quesigua, Punta Gorda, Moa, Atlántico, Las Camariocas, Cantarana y otros. Estos yacimientos poseen generalmente perfiles abreviados, a veces completos con predominancia de las menas oxidadas.

Los factores climáticos, por ejemplo, determinan el volumen de aguas que ingresa al sistema y su temperatura. Los factores estructuro-tectónicos condicionan las propiedades de permeabilidad de las rocas y las preparan para la conducción de las aguas. La composición petrológica de las rocas determina el carácter y la dirección

de las reacciones químicas que surgen durante la interacción agua-roca y el enriquecimiento primigenio de los distintos elementos químicos. Así mismo, la situación geomorfológica determina la intensidad del posible drenaje y el grado de conservación de la mineralización hipergénica frente a la destrucción sincrónica o posterior.

Como se puede apreciar, la influencia de todos los factores señalados, ocurre a través de la influencia de las aguas naturales sobre las rocas acuíferas, por eso la manifestación sumaria de esta influencia la tiene el factor hidrogeológico.

FACTOR HIDROGEOLÓGICO, CONDICIONES HIDROGEOQUÍMICAS E HIDRODINÁMICAS CONCURRENTES

El factor hidrogeológico determina las condiciones hidrodinámicas del proceso de mineralización hipergénica y sus regularidades hidrogeoquímicas. La comparación de las zonales de los yacimientos de níquel desarrollados en regiones con muy distintos regímenes hidrodinámicos permite mostrar las regularidades hidrogeoquímicas en la formación y distribución de los yacimientos minerales hipergénicos de níquel en Cuba. (Ver Fig. 9).

Las aguas subterráneas de las cortezas de intemperismo niquelíferas de Cuba pertenecen a las aguas de circulación poco profundas. Las aguas más abundantes son las del primer horizonte acuífero que pertenece al tipo de aguas freáticas. Según las condiciones de circulación, en las rocas acuíferas se distinguen dos tipos de agua: aguas freáticas de grietas y aguas freáticas de poros.

El nivel de las mismas está situado a una profundidad que oscila desde algunos metros hasta varias decenas de metros. La alimentación de las aguas subterráneas se debe principalmente a las precipitaciones atmosféricas. Las regiones de alimentación están en las partes elevadas del relieve. Las regiones de descarga ocupan las zonas bajas en los valles erosionados, donde se observan numerosos manantiales. Debido a que las precipitaciones atmosféricas juegan el papel principal en la alimentación de las aguas subterráneas, el nivel de estas últimas sufre notables oscilaciones en las diferentes estaciones del año. La amplitud de estas oscilaciones durante el año puede alcanzar 10-13 metros, así pues, la humedad de las rocas intemperizadas en ese intervalo varía cíclicamente.

A causa de que la distribución de las precipitaciones atmosféricas es irregular a lo largo y ancho del territorio de Cuba, la abundancia de agua en las rocas también es desigual para las distintas regiones geográficas del país. De acuerdo con esto tenemos que en la provincia



Fig. 9.
Zonas bajas
del relieve
en los valles
erosionados,
región de Sol
Líbano.

de Las Villas la cantidad de precipitaciones alcanza cerca de 1000 mm/año (Núñez Jiménez, 1965), en la región de Nicaro 1197-1932 mm/año (Cherepnev y otros, 1962), en la región de Moa 2338-3088 mm/año (Kozhanov y otros, 1962). Además de esto, se observa una marcada dependencia entre la cantidad de precipitaciones atmosféricas y las cotas del relieve. Según los datos de las estaciones meteorológicas citados en los materiales de los informes sobre la región de Nicaro (Cherepnev y otros, 1962), la cantidad de precipitaciones caídas en un año a una altura de 450 metros (yacimiento Ramona), es vez y medio mayor que a una altura de 120 metros (yacimiento Ocuja).

El aumento de la cantidad de precipitaciones en las regiones montañosas de Oriente, en comparación con las planicies, también se destaca en la monografía "Geología de Cuba" (Furrazola-Bermúdez y otros, 1964). Hay que señalar también que simultáneamente con el aumento de la cantidad de precipitaciones en las regiones montañosas, la temperatura disminuye considerablemente. En el libro de Núñez Jiménez se citan las mediciones de temperatura realizadas simultáneamente el 30 de julio de 1962 en el Pico Turquino, que tiene una altura de 1960 metros, y en Ocuja, que se encuentra situado cerca de la costa. En el primer caso la temperatura sólo alcanzó +10° C mientras que en el segundo fue de +21.3° C (Núñez Jiménez, 1965).

Si los factores climatológicos condicionan el volumen del agua que llega a un paisaje, son

las particularidades geomorfológicas de la región las que influyen en su traslado posterior a las rocas acuíferas. Mientras más altas sean las cotas absolutas del relieve y más acentuadas las diferencias entre las divisorias de las aguas y las vaguadas, más rápido se desplazan en las rocas las aguas subterráneas cediendo el lugar a las nuevas precipitaciones atmosféricas. La cantidad de estas últimas y el grado de diferenciación del relieve, constituyen los factores fundamentales que condicionan la intensidad de la transferencia de aguas en las rocas acuíferas. A su vez, "la intensidad de la transferencia de aguas provoca la modificación de la composición química en relación con el desarrollo en el espacio y el tiempo del proceso de interacción de las aguas subterráneas y las rocas, por las cuales ellas circulan" (Brodsky, 1953).

Esta interacción condiciona la intensidad de migración de los elementos químicos, y por consiguiente, la intensidad de los procesos de intemperización. De acuerdo con el grado de intensidad de la transferencia de aguas, en las regiones de desarrollo de las cortezas de intemperismo níquelíferas de Cuba es posible distinguir 4 zonas hidrodinámicas (ver figura 10), que concuerdan con las principales unidades geomorfológicas. Estas zonas son:

- I. Zona de transferencia de aguas muy intensa.
- II. Zona de transferencia de aguas intensa
- III. Zona de transferencia de aguas de intensidad media
- IV. Zona de difícil transferencia de aguas

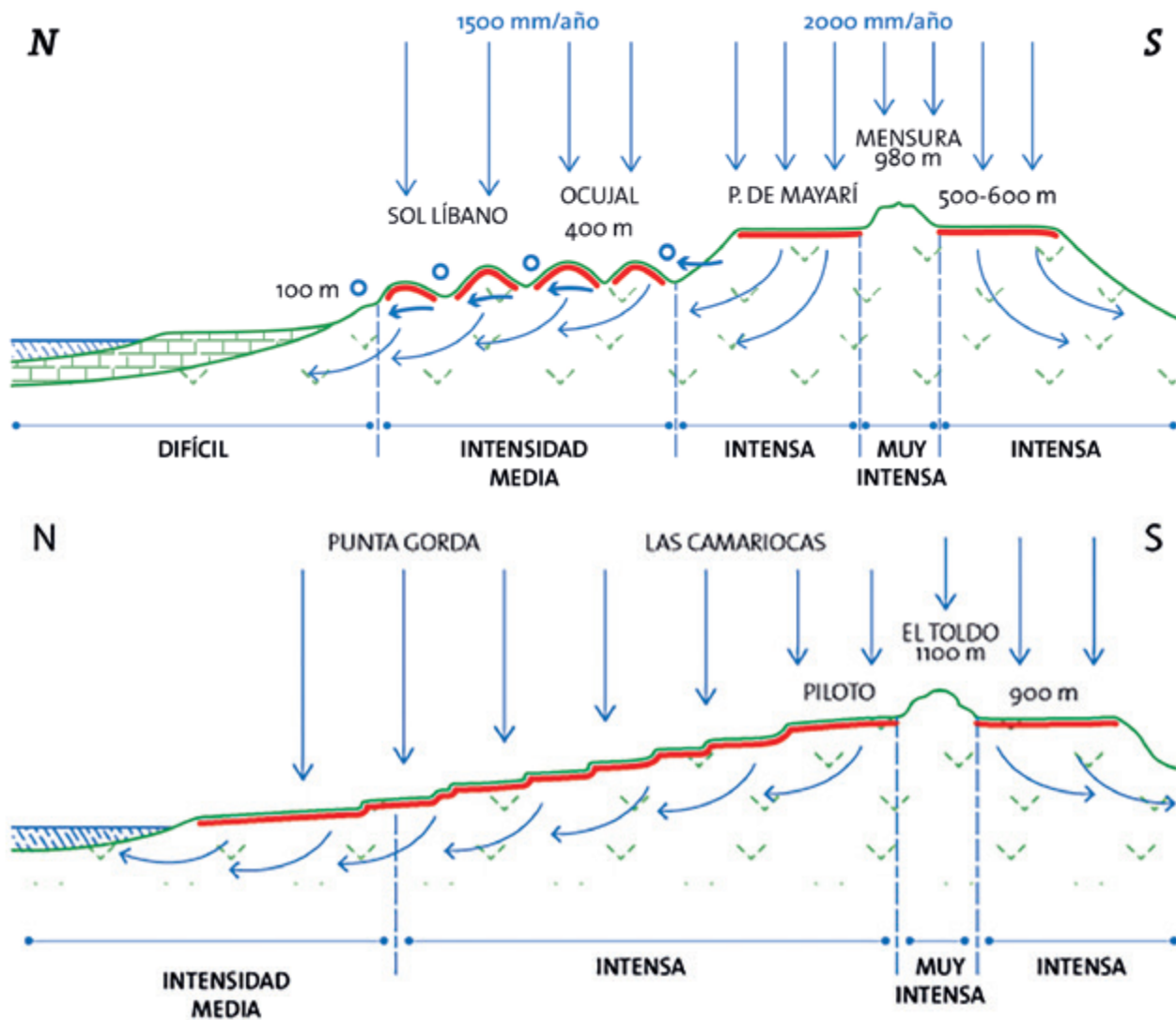


Fig. 10. Zonas hidrodinámicas de acuerdo con el grado de intensidad de la transferencia de aguas.

La zona de transferencia de aguas muy intensa se encuentra situada dentro de los límites de las partes más elevadas de los macizos montañosos de Oriente, cuyas cotas absolutas alcanzan 1 000-1 200 metros. A esta zona pertenecen las regiones de las cimas de El Toldo (1 189 m) y Alto de la Calinga (1 140 m), que coronan el sistema montañoso de la Sierra de Moa, Pico Cristal y Loma de Mensura (1 000 m), que son las partes más altas de las montañas de la Sierra de Cristal y Sierra de Nipe, respectivamente. Estas cimas son parte de los relictos del nivel más alto de la antigua superficie de nivelación con cotas absolutas hasta de 1 200 m, cuya edad datan como Plioceno-Cuaternario Inferior (Adamovich, Chejovich, 1964 y Corral 1944).

Estas regiones se caracterizan por la mayor cantidad de precipitaciones (hasta 3 088 mm/año) y por temperaturas del aire relativamente bajas. La acusada diferenciación del relieve,

formado como resultado de los levantamientos en bloques del Plioceno-Cuaternario (Pusharovskiy y otros, 1965), da como resultado que las regiones de alimentación de las aguas subterráneas, en esta zona, estén elevadas a cientos de metros sobre las regiones de descarga. Esto condiciona el predominio del desagüe superficial sobre el desagüe subterráneo, a pesar del considerable agrietamiento de las rocas ultrabásicas, y, por consiguiente, de la gran velocidad de filtración. La presencia de divisorias de las aguas de pendientes abruptas y cimas puntiagudas, sin aplanamiento, también contribuye a este fenómeno.

Las aguas subterráneas de esta zona se caracterizan por su composición hidrocarbonatado-magnésica y por la mineralización excesivamente baja, la cual no sobrepasa los 50-60 mg/l. Más adelante se muestra el análisis del agua que fue tomada de un manantial de los alrededores de la cima del Alto de la Calinga. (Tabla 1).

ZONA DE TRANSFERENCIA DE AGUAS MUY INTENSA

Tabla 1.

Análisis de las aguas tomadas en la zona de transferencia muy intensa de aguas en la región del Alto de La Calinga (en mg/l)

No. Muestra	pH	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Ni	SiO ₂	Al	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ¹⁻	CO ₃ ²⁻	SO ₄ ²⁻	Oxidabilidad
72	6.4	-	-	-	12	0.018	0.4	8.8	48.8	-	-	0.84
73	6.5	-	-	-	10	-	No. Det.	No. Det.	36.6	-	-	No Det.

La composición de las aguas de la zona de transferencia de aguas muy intensa muestra la migración en extremo insignificante de los principales elementos formadores de las rocas (el magnesio y la sílice) los cuales determinan la intensidad del intemperismo químico. La morfología de las pendientes bastante abruptas y de las divisorias de las aguas afiladas no contribuye a la acumulación de los productos de intemperismo, sino al contrario, favorece su destrucción mecánica y ulterior arrastre. La articulación desfavorable de los factores hidrogeoquímicos y geomorfológicos es, al parecer, lo que condiciona la ausencia de las cortezas de intemperismo en estas regiones. En su mayor parte, estas regiones están constituidas por rocas ultrabásicas frescas o duras, desintegradas, de composición peridotítica. En las divisorias de las aguas, con frecuencia se pueden observar restos de rocas ultrabásicas, nombrados "dientes de perro". Estos restos presentan formas caprichosas, parecidas a columnas o plumas y a pirámides simples y complejas, distribuidas desordenadamente. Su altura alcanza con frecuencia 2 m, con una anchura (en las partes superiores) hasta 0.5 m y un espesor de 2-3 cm. Estos relictos están compuestos por ultrabásitas "sonoras", duras, las cuales tienen una superficie concoidal carcomida por el intemperismo, cubierta por una finísima película de "barniz de desierto".

En algunos lugares las serpentinitas desintegradas forman coberturas locales de cascajos sueltos. En casos raros, en pequeñas áreas onduladas de 20x20 m, sobre las serpentinitas desintegradas yacen concreciones laminadas, imbricadas, silicificadas y ferruginosas. El espesor de este horizonte no es mayor de 5-10 cm.

La segunda zona hidrodinámica, es decir, la zona de transferencia de aguas intensa, se encuentra dentro de los límites de una superficie de nivelación más baja, cuyo nivel tiene cotas absolutas de 800-500 m. Esta superficie se puede observar más claramente sobre las elevaciones tipo meseta de Los Mulos, El Prado y Pinares de Mayarí, que entran en los sistemas montañosos Sierra de Nipe y Sierra Cristal. Estas regiones se caracterizan por una cantidad bastante elevada de precipitaciones atmosféricas (hasta 2 000 mm/año) y por las notables diferencias relativas entre las divisorias de las aguas y las bases locales de erosión.

Estos dos factores condicionan un grado elevado de la intensidad de la transferencia de aguas. Las superficies en forma de meseta de las divisorias de las aguas, las cuales M. V. Chejovich incluye en el complejo de denudación y acumulación del relieve y el fuerte agrietamiento del substrato de las ultrabásitas madres, contribuyen a la intensa infiltración de las precipitaciones atmosféricas. De esta manera, esta región se caracteriza por la frecuente alternancia de humedad y sequía de las rocas de la parte superior de los macizos ultrabásicos. La intensidad de la transferencia de aguas en esta zona explica la débil mineralización de las aguas subterráneas y superficiales, que frecuentemente no sobrepasa los 100 mg/l. Del mismo modo que en la zona anterior, la composición de las aguas es eminentemente hidrocarbonatado-magnésico (tabla 2). Sin embargo, a diferencia de aquella, tanto la mineralización total, como el contenido de los principales elementos formadores de rocas, el magnesio y la sílice, son algo superiores. Esto evidencia el alto carácter activo de los procesos del intemperismo químico. (Tabla 2).

ZONA DE TRANSFERENCIA DE AGUAS INTENSA

Tabla 2.

Análisis de las aguas tomadas en la zona de transferencia intensa de aguas en la región de Pinares de Mayarí (en mg/l).

No. de la Muestra	No. 37	No. 41	No. 45	No. 46	No. 48
Lugar donde se tomó la muestra	Nacimiento del río Naranja	Nacimiento del río Pinos	Manantial en el curso superior de río Seco	Manantial en el curso superior de río Seco	Nacimiento de río Seco
pH	6.5	6.9	6.6	6.6	6.6
Fe ²⁺	-	-	-	-	-
Fe ³⁺	0.05	Las trazas muy débiles	-	Las trazas muy débiles	-
Ni	-	0.002	-	0.002	-
Al	-	0.005	-	-	0.01
SiO ₂	8	18	18	14	14
Ca ²⁺	-	-	1.1	0.7	0.5
Mg ²⁺	1.4	3.4	9.7	9.9	8.8
HCO ₃ ¹⁻	24.4	48.8	61.0	48.8	39.7
CO ₃ ²⁻	-	-	-	-	-
SO ₄ ²⁻	2	-	2	2	2
Cl ¹⁻	4.2	3.9	No Det.	No Det.	5.3
Capacidad de oxidación bicromática	-	-	No Det.	No Det.	-

La alternancia rítmica de los períodos secos y húmedos, la intensa circulación de las aguas subterráneas, que conlleva al desplazamiento de la sílice y el magnesio, contribuyen al desarrollo de los procesos del intemperismo químico. Las divisorias de las aguas extensas y planas, cuya superficie a veces, excede los 100 km², favorecen y favorecieron, durante todo el transcurso del período Cuaternario, la conservación de los productos del intemperismo que se fueron formando. Por eso todas las superficies en forma de meseta ligeramente onduladas de los macizos ultrabásicos están cubiertas por una capa continua de la corteza de intemperismo de manto.

La potencia de la corteza de intemperismo generalmente es de 3-5 m. En las zonas de agrietamiento intenso de las rocas, que son las más favorables para la infiltración de las aguas subterráneas, agente principal del intemperismo, la potencia de la corteza de intemperismo puede aumentar hasta 10-20 m. Siguiendo la periferia de las elevaciones en forma de mesetas, están

desarrolladas las formas erosivo-tectónicas del relieve (M. V. Chejovich, 1962). Ellas forman laderas abruptas (con un ángulo de pendiente >30-35°) de una extensión considerable, y con estrechos valles en forma de "V".

Estas formas se pueden observar a lo largo de la periferia septentrional, noroeste y occidental de la meseta de Pinares de Mayarí, en los cursos medio y superior, de los ríos Medio, Pinos, Seco y otros. La corteza de intemperismo en estos lugares prácticamente no existe, ya que a pesar de que las condiciones hidrogeológicas son favorables (transferencia de aguas intensa), los factores geomorfológicos y, en primer término, la inclinación de las pendientes, impiden la acumulación y conservación de los productos de intemperización que se han formado. El conjunto de los factores hidrogeológicos y geomorfológicos favorables condiciona no solamente la formación y conservación de la corteza de intemperismo, sino también su composición sustancial. De este modo se puede decir que el drenaje intenso

de las superficies elevadas y peniplanizadas del tipo de Los Mulos y Pinares de Mayarí, conduce a una reelaboración total de la corteza de intemperismo y a la formación consecuente de un perfil ocroso. El perfil esquemático generalizado de la corteza de intemperismo en la región de Pinares de Mayarí se puede representar de abajo hacia arriba del siguiente modo:

1. Peridotitas serpentinizadas, desintegradas, compactas, duras, gris-verdosas, en algunos lugares de color negro con vetas de kerolita silicificada.
2. Peridotitas lixiviadas, deleznales desde la superficie de la roca, de color gris-amarillento con un matiz verdoso pálido.
3. Ogres estructuro-texturales, deleznales, de color amarillo-anaranjado, con una potencia de 1-10 m.
4. Horizonte ocroso sin estructura-textura con concreciones de hierro de un diámetro desde 1 hasta 30 mm, de color carmelita oscuro llegando al rojo violáceo. La potencia de este horizonte varía desde 1 hasta 7 m.

El límite entre el tercer y el cuarto horizonte no se distingue. Las concreciones de hierro se observan también en la zona de los ogres estructuro-texturales, pero su cantidad es menor y son menos duras, que en el cuarto horizonte. En la parte superior del perfil la cantidad y dureza de las concreciones aumentan paulatinamente. El espesor del horizonte donde las concreciones rellenan los ogres, con frecuencia coincide con la profundidad de penetración del sistema de las raíces de vegetación; a esto se refieren en su trabajo V. I. Finko y sus coautores (1966). Nuestras investigaciones también han demostrado que el espesor del horizonte con concreciones de hierro, cuando en él crece un bosque de pinos, es mayor, y cuando crece una capa de hierbas, es menor. Según toda probabilidad, esta regularidad está vinculada con la cantidad de ácidos orgánicos desprendidos por la vegetación, los cuales contribuyen a la migración parcial y a la redistribución del hierro y a la formación en consecuencia de las concreciones. La estrecha relación entre la potencia de este horizonte y la actual capa vegetal permite suponer una edad joven (inclusive hasta la actual) para la formación de las concreciones de hierro.

La tercera zona hidrodinámica zona de transferencia de aguas de intensidad media está situada en la superficie de nivelación aún más baja y fuertemente diferenciada, y con cotas absolutas de nivel desde 500 hasta 100 m. donde con mayor claridad se manifiesta esa zona es en la región de Nicaro.

En la región están representados principalmente los complejos erosivos de denudación (Chejovich, 1966), que comprenden:

1. El relieve bajo montañoso intensamente diferenciado (Ramona, San Juan, Bella María, las partes superiores de Sol Líbano).
2. El relieve de colinas intensamente diferenciado (Ocuja, las partes inferiores de Sol Líbano).

El primero ha sido formado como resultado de la diferenciación de la superficie de nivelación con los niveles de 300-500 m, el segundo en los niveles de 100-200 m.

La diferenciación de las superficies de nivelación ocurrió tan intensamente que se dificulta seriamente distinguirlas en el relieve actual. La espesa red de las corrientes de aguas superficiales divide la región en una serie de pequeñas colinas con laderas suaves y con divisorias de las aguas onduladas, que vistas en planta presentan contornos caprichosos. En la parte inferior de las laderas, los valles de los arroyos a menudo cambian su dirección de submeridional a sublatitudinal, lo que está relacionado, evidentemente, con la presencia de las antiguas zonas de debilidad tectónicas, donde ocurrieron con más intensidad los procesos de erosión.

Una menor cantidad de precipitaciones atmosféricas (1 500 mm/año) y la disminución de las elevaciones del relieve disminuyen la intensidad de la transferencia de aguas y aminoran algo la filtración de las aguas subterráneas. A esto contribuye también la fuerte sinuosidad de las corrientes de aguas, que crea las condiciones de una barrera local de las aguas subterráneas. La disminución de la transferencia de aguas trae como consecuencia un aumento de la mineralización de las aguas subterráneas hasta 200-250 mg/l y un fuerte incremento (en dos veces) del contenido de magnesio y sílice. (Tabla 3).

ZONA DE TRANSFERENCIA DE AGUAS DE INTENSIDAD MEDIA

El conjunto de los factores hidrogeoquímicos y geomorfológicos de la zona de transferencia de aguas de intensidad media conduce a una reelaboración más completa y minuciosa de la corteza de intemperismo. Su composición se diferencia considerablemente de la composición de la corteza de intemperismo formada en la zona de transferencia de aguas intensa. Si allí predominaba el perfil ocroso de intemperismo, aquí, en la zona de transferencia de aguas de intensidad media, se desarrolla un perfil nontronitizado. Un análisis de las aguas en las zonas de intensidad media de transferencia en los yacimientos Sol Líbano y Ocuja se muestran en la Tabla 3.

Tabla 3.

Análisis de las aguas en las zonas de intensidad media de transferencia de aguas en la región de los yacimientos Sol Líbano y Ocujal (en mg/l).

No. de la muestra	No. 2	No. 7	No. 12	No. 14	No. 21	No. 25
Lugar de toma de la muestra	Parte oriental de Sol Líbano manantial	Parte occidental de Sol Líbano manantial en la ladera	Parte central de Sol Líbano curso superior del arroyuelo	Parte occidental de Sol Líbano curso superior del arroyuelo	Parte oriental de Ocujal curso superior del arroyuelo	Parte meridional de Ocujal, manantial
pH	7.3	7.5	7.5	7.5	7.5	7.1
Fe ²⁺	-	-	-	-	-	-
Fe ³⁺	-	-	Trazas débiles	0.6	0.05	0.05
Ni	0.075	0.07	-	0.07	0.01	0.015
Al	0.086	-	0.012	0.1	0.02	0.01
SiO ₂	36	34	60	48	72	52
Ca ²⁺	-	4.2	-	-	3.2	1.18
Mg ²⁺	27.9	43.0	45.9	27.4	42.4	24.0
HCO ₃ ¹⁻	170.8	219.6	256.2	244.0	219.6	122.0t
CO ₃ ²⁻	-	12.0	24.0	12.0	-	-
SO ₄ ²⁻	4	10	4	No Det.	6	6
Cl ¹⁻	15.2	No Det.	20.2	16.6	No Det.	8.5
Capacidad de oxidación bicromática	-	No. Det.	1.56	0.84	-	1.2

Es evidente que la disminución de la transferencia de aguas contribuye a una prolongada acción de las reacciones químicas, y por consiguiente, al aumento de la efectividad de los procesos del intemperismo. Por eso no es casual que prácticamente toda la superficie de las rocas ultrabásicas en esta zona hidrodinámica esté cubierta por un manto de la corteza de intemperismo. La corteza de intemperismo

cubre tanto las cimas de las divisorias de las aguas como las laderas cuyo ángulo no exceda el ángulo de la pendiente crítica (> 30-35°). La potencia de la corteza de intemperismo oscila entre 5 y 10 m. Los espesores mayores se observan en las partes inferiores de las laderas, en los lugares de su aplanamiento. En presencia de las zonas tectónicas de trituración, las cortezas de intemperismo forman en las laderas

o en las divisorias de las aguas, bolsones con una potencia de 20 m.

El corte esquemático de la corteza de intemperismo (de abajo hacia arriba), en la región de Nicaro se puede representar de la siguiente forma:

1. Zona de serpentinitas compactas desintegradas, débilmente lixiviadas, con un color desde gris claro hasta gris oscuro, casi negro, con matices verdosos.
2. Zona de serpentinitas lixiviadas, deleznales, que se desmoronan en las manos, pero que conservan su estructura-textura de bloques grandes, de color gris-verdoso con matices de verde sucio. La potencia de esta zona alcanza 3-5 m según los datos de S. F. Cherepnev, P. S. Petrov y otros (1962). La superficie de los bloques de las serpentinitas lixiviadas regularmente está nontronitizada. La nontronitización se extiende por las grietas que hay entre los distintos bloques de serpentinitas lixiviadas y a menudo por debajo de ellas.
3. Siguiendo hacia arriba, las diferentes vetas nontroníticas pasan a constituir la zona de nontronitas compactas, plásticas, de color verde sucio, con un brillo graso y con un matiz amarillo céreo en la fractura fresca. Las nontronitas conservan la estructura-textura primaria de las serpentinitas. La potencia de la zona de nontronitas según los datos de S. F. Cherepnev (1962) oscila entre 1 y 17 m.
4. En la parte superior del perfil se extiende la zona de ocres estructuro-texturales, deleznales, terrosos de un color amarillo pardo, llegando hasta el carmelito-pardo y al igual que las nontronitas conservan la estructura primaria de las serpentinitas. La potencia de la zona de ocres oscila entre 1 y 16 m.
5. El perfil de la corteza de intemperismo lo corona una zona de ocres sin estructura-textura, rellenos de concreciones de hierro, que es análoga a la descrita anteriormente de Pinares de Mayarí. La potencia de esta zona es de 0.5 hasta 5 m.

El perfil esquemático que ha sido descrito no se mantiene en todas partes tanto por el desarrollo de la zonación como por los espesores de las diferentes zonas. A medida que aumenta el grado de la pendiente y por consiguiente aumenta la intensidad de la transferencia de aguas, el espesor general de la corteza de intemperismo se reduce, y algunas zonas desaparecen totalmente del corte. En primer lugar, esto concierne a las zonas de nontronitas. La zona de ocres estructuro-texturales también se reduce con frecuencia hasta desaparecer

completamente y la zona con concreciones de hierro pasa a yacer directamente sobre las serpentinitas lixiviadas. Esta regularidad se nota a medida que aumentan las cotas absolutas del relieve y las elevaciones relativas de las divisorias de las aguas sobre las vaguadas, lo que también conduce al incremento de la intensidad de la transferencia de aguas.

Ejemplos buenos, que ilustran la disminución regular del espesor de la corteza y la desaparición de algunas zonas del perfil, pueden observarse a lo largo de los caminos desde Sol Líbano hasta Los Mulos, desde Ocujaal hasta Ramona, desde el yacimiento de Moa hasta la cima de El Toldo y en otros lugares. Por otra parte, si en la zona de transferencia de aguas intensa los factores geomorfológicos dificultan, en cierto grado la transferencia de aguas, entonces en el perfil de la corteza de intemperismo, se observa inmediatamente el desarrollo de una zona de serpentinitas nontroníticas o de nontronitas. Como ejemplo sirven los afloramientos que se observan al sureste en la periferia de la meseta de Pinares de Mayarí, cerca del camino de las Cuevas. Allí, de abajo hacia arriba, afloran: serpentinitas lixiviadas de color gris amarillento con matices verdosos, desarrolladas en diferentes bloques redondeados. En la superficie de los bloques, las serpentinitas son suaves, se desmoronan en las manos, y en el interior de los bloques son duras. Sobre las serpentinitas lixiviadas yacen nontronitas plásticas de color verde sucio. Las serpentinitas que están cerca del contacto también están fuertemente nontronitizadas. La potencia de la zona de nontronitas es de 0.2-1.5 m. Encima yacen los ocres estructuro-texturales de color amarillo brillante. En la parte superior del perfil el color de los ocres cambia hasta el carmelita más oscuro y después ellos pasan a ocres sin estructura-textura, de color rojo violáceo con concreciones de hierro. La potencia de los ocres estructuro-texturales varía de 0.5 a 2.5 m, la potencia de los ocres sin estructura-textura varía de 1.5 a 2.5 m.

Los factores tectónico-estructurales también influyen grandemente en la potencia y composición de la corteza de intemperismo. En cierta medida esto sucede porque los factores estructurales influyen en el grado de intensidad de la transferencia de aguas. Un ejemplo clásico es el yacimiento Moa. El relieve de la región de Moa recuerda el relieve bajo montañoso y de colinas de la región de Nicaro. Es un rasgo notable la presencia de la potente dislocación tectónica, con la cual coinciden las principales zonas del yacimiento (en primer lugar, la falla establecida por I. Z. Korin y sus coautores, 1967). La zona de dislocación tiene dirección submeridional y se

considera como si fuera un sistema de drenaje, que reúne las aguas subterráneas provenientes de las montañas de la Sierra de Moa, que rodean en forma de circo al yacimiento. La circulación de las aguas a lo largo de este sistema, en unión a la gran cantidad de precipitaciones atmosféricas, creó en la región de Moa las condiciones para una transferencia de aguas intensa y condujeron a la formación de una potente corteza de intemperismo. Estos factores explican, evidentemente, el fenómeno de que a pesar de la semejanza de las condiciones geomorfológicas con la región de Nicaro, en la región del yacimiento de Moa no se observa un perfil nontronítico, sino un perfil ocoso, que recuerda el perfil del yacimiento Pinares de Mayarí, que también está situado en la zona de transferencia de aguas intensa.

En la base del yacimiento Moa yacen peridotitas masivas compactas, serpentinizadas y desintegradas en grado considerable de color gris oscuro hasta negro con matices verdosos. Sobre ellas yacen las serpentinitas lixiviadas las cuales conservan la estructura del tipo bloque núcleo y grieta-reticular de las rocas madres, pero al mismo tiempo son deleznales, desmoronándose en las manos. El color de las serpentinitas lixiviadas es amarillo sucio con matices verdosos. La potencia visible es de 1-5 m. La parte superior de ellas está fuertemente ocritizada y gradualmente se convierte en ocres estructuro-texturales, deleznales porosos de color amarillo claro hasta carmelita oscuro. La potencia de la zona de ocres según datos de Linchenat y Shirokova oscila entre 1 y 40 m (Linchenat, Shirokova, 1964). La amplitud considerable de las variaciones de la potencia de la corteza ha sido provocada evidentemente por la diferente posición de las zonas de dislocación tectónica. En la parte superior del perfil la zona de ocres estructuro-texturales se transforma gradualmente en ocres rellenados de concreciones de hierro. La potencia de este horizonte es de 1-3 m.

ZONA DE DIFÍCIL TRANSFERENCIA DE AGUAS

La zona hidrodinámica de difícil transferencia de aguas se extiende hacia el oeste y suroeste de los macizos serpentiniticos, dentro de los límites de la llanura costera suavemente ondulada.

Debido a que este territorio está constituido por un complejo de rocas sedimentarias, la composición química de las aguas no fue estudiada, a excepción de una sola muestra tomada en las serpentinitas desintegradas, kerolitizadas, débilmente lixiviadas, que afloran cerca de la intersección de la carretera Mayarí-Nicaró y el ramal ferroviario Ocuja-Nicaró.

Geomorfológicamente esa llanura se considera análoga a la llanura suavemente ondulada que se ha desarrollado sobre las rocas ultrabásicas en la provincia de Camagüey.

Condiciones geomorfológicas análogas provocaron la formación de condiciones hidrogeológicas semejantes, las cuales se caracterizan por la difícil transferencia de aguas. Una circulación muy lenta de las aguas subterráneas trae como consecuencia la formación de esa zona de aguas más mineralizadas (tabla 4).

La mineralización general de las aguas alcanza 1 – 1,5 g/l. Sin embargo, a diferencia con las zonas hidrodinámicas anteriormente estudiadas, el aumento de la mineralización general no ocurrió proporcionalmente al aumento del contenido de los principales elementos formadores de rocas, sílice y magnesio, aquí en la zona de difícil transferencia de aguas; esta regularidad se quebranta. Cuando alcanzan determinada magnitud, próxima evidentemente al equilibrio, los contenidos de sílice en las aguas se estabilizan a medida que aumenta la mineralización general. La disminución de la transferencia de aguas y la ausencia de las regiones de descarga dificultan la extracción y el transporte de la sílice y no favorecen los procesos de intemperización química. La composición química de las aguas en esa zona tiene lugar con una gran participación de la concentración por evaporación y a veces estas aguas subterráneas pueden compararse con las aguas de la salmuera continental a diferencia de las aguas de lixiviación, desarrolladas en las zonas hidrodinámicas precedentes.

Las condiciones hidrogeoquímicas e hidrodinámicas desfavorables son, por lo visto, la causa de la ausencia casi total, en la zona de difícil transferencia de aguas, de cortezas de intemperismo considerables. Como regla general, ellas están representadas por las serpentinitas, compactas, desintegradas, de color gris oscuro hasta carmelita. En la superficie las serpentinitas desintegradas están cubiertas por una película de "barniz de desierto". Hacia arriba se observa una ocritización en las grietas, y después el horizonte de ocres con concreciones de hierro. Su potencia, como regla, no sobrepasa 0.2-0.3 m. En las pequeñas colinas con elevaciones relativas de 5-10 m, donde se crean las condiciones locales del aumento de la intensidad de la transferencia de aguas, la potencia de la zona de ocres aumenta hasta 1-1.5 m.

En esta misma provincia, son conocidas también las cortezas de intemperismo repositadas. Un ejemplo típico de ellas es el yacimiento magnésitico Redención. V. I. Finko y sus coautores (1966) establecieron que este yacimiento se formó a causa de la reelaboración

Tabla 4.

Análisis de las aguas tomadas en la zona de difícil transferencia de aguas en las regiones de los yacimientos Ocuja y Redención (en mg/l)

No. de la muestra	No. 79	No. 80	No. 81	No. 82	No. 83
Lugar donde se tomó la muestra	Camino Mayarí-Nicaró en el ramal del ferrocarril de Ocuja	Yacimiento Redención cantera de magnesita	Arroyuelo cerca del yacimiento Redención	Pozo a 10 km de la ciudad de Camagüey	Pozo a 10 km de la ciudad de Camagüey
pH	>8.4	>8.4	8.4	7.5	7.4
Fe ²⁺	-	No det.	-	-	-
Fe ³⁺	0.05	“	-	0.1	-
Ni	0.04	“	0.01	-	0.005
Al	0.031	“	-	-	-
SiO ₂	70	11	55	85	85
Ca ²⁺	30.0	No det.	23.6	9.6	11.8
Mg ²⁺	73.0	“	113.5	72.5	139.6
HCO ₃ ¹⁻	490.4	“	695.4	341.6	585.6
CO ₃ ²⁻	12	“	24	Trazas	-
SO ₄ ²⁻	25	“	18	6	20
Cl ¹⁻	No determinado				
Capacidad de oxidación bicromática		“	“		

y redeposición de la antigua y potente corteza de intemperismo, cuya edad es anterior al eoceno medio. Estos procesos de formación de la corteza de intemperismo, actualmente en la zona de difícil transferencia de aguas, están muy débilmente desarrollados a pesar de la presencia de un extenso peniplano, que es considerado por V. P. Petrov (1968) como la condición fundamental para la formación de las potentes cortezas de intemperismo.

Las comparaciones hechas anteriormente de las condiciones hidrogeoquímicas e hidrogeológicas con la morfología, potencia y composición de la corteza de intemperismo, demuestran que las cortezas de intemperismo más potentes están distribuidas en las zonas de transferencia de aguas intensa y en las de transferencia de aguas de intensidad media. En estas mismas zonas están situados los más grandes yacimientos explorados y en explotación de níquel (tabla 5).

Tabla 5.

Características geomorfológicas e hidrogeoquímicas de las regiones de desarrollo de las cortezas de intemperismo níquelíferas de Cuba

Precipitaciones mm/año	Características geomorfológicas	Zona hidrogeológica	Rocas acuíferas
Hasta 3 000	Relictos de la superficie de nivelación más alta con cotas absolutas de 900-1200 m. Cimas de El Toldo, Pico Cristal y Loma de Mensura	Transferencia de aguas muy intensa	Ultrabasitas fuertemente desintegradas y débilmente lixiviadas
Hasta 2 000	Superficie de nivelación diferenciada con cotas de 500-800 m. Elevaciones en forma de meseta, Los Mulos, El Prado, Pinares de Mayarí	Transferencia de aguas intensa	Ocres con concreciones de hierro
			Ocres estructuro-texturales
			Ultrabasitas compactas lixiviadas
			Ultrabasitas desintegradas
1 500	Superficie de nivelación diferenciada con cotas de 100-500 m. Relieve montañoso bajo y de colinas en la región de Nicaro	Transferencia de aguas de intensidad media	Ocres con concreciones de hierro
			Ocres estructuro-texturales y nontronitas
			Ultrabasitas nontronitizadas deleznable y lixiviadas compactas
			Ultrabasitas desintegradas
1 000	Llanura costera ondulada, con cotas absolutas de 50 m situada al Norte de la Sierra de Nipe. Llanura débilmente ondulada en la provincia de Camagüey	Difícil transferencia de aguas	Ultrabasitas lixiviadas compactas, ultrabasitas desintegradas

Valor del pH de las aguas	Contenido promedio en mg/l según 100 muestras				Cortezas de intemperismo		
	HCO ₃ ¹⁻	Mg ²⁺	SiO ₂	HCO ₃ ¹⁻ / SiO ₂	Potencia	Tipo de perfil	Yacimientos industriales de Níquel
6.4	36.6	8.0	10	3.6	No está establecida	Desintegración incompleto	No hay
6.7	48	10	14	3.4	Media Máxima 10-50 m	Abreviado ocroso	Pinares de Mayarí
6.9	48	10	14	3.4			
7.1	61	12.5	18	3.4			
7.5	110	20	26	4.2			
					Media 5-10 m Máxima 20 m	Completo nontronítico	Sol Líbano, Martí, Ocuja, Bella María, San Juan.
7.1	86	15	26	3.3			
7.3	100	20	34	2.9			
7.5	220	54	52	4.2			
8.4	550	120	80	6.9	No está establecida	Desintegración	No hay

El yacimiento Moa ocupa en la mencionada tabla la posición intermedia entre las zonas señaladas. Por sus particularidades geomorfológicas, la región de Moa es análoga a la región de Nicaro; al mismo tiempo las condiciones tectónico-estructurales excepcionalmente favorables y las grandes cantidades de precipitaciones atmosféricas (hasta 3 088 mm/año) permiten relacionar la región del yacimiento Moa con la zona de transferencia de aguas intensa.

En la tabla 5, anteriormente citada, también se señala la dependencia de la composición química de las aguas, con la composición de las rocas acuíferas. En cada una de las distintas zonas hidrodinámicas se observa claramente el aumento de la mineralización general y del

contenido del magnesio y sílice en las aguas, a medida que se pasa de los ocres, que caracterizan la culminación de los procesos de formación de la corteza de intemperismo, a las serpentinitas desintegradas, características de los estadios primarios. El coeficiente $\text{HCO}_3^{-1} : \text{SiO}_2$ permite juzgar hasta qué punto aumenta el desplazamiento de la sílice con el aumento de la mineralización general. Este mismo coeficiente muestra que el máximo desplazamiento de sílice se observa en la zona de transferencia de aguas de intensidad media. Al mismo tiempo en la zona de difícil transferencia de aguas, el desplazamiento de sílice se retrasa con relación al ulterior aumento de la mineralización general de las aguas.

CAPÍTULO 2

CONSIDERACIONES SOBRE LA EDAD DE LAS CORTEZAS DE INTEMPERISMO UTILIZANDO EL MÉTODO HIDROGEOQUÍMICO

Utilizando los datos sobre el contenido de sílice en las rocas y en las aguas, podemos opinar sobre la velocidad del desplazamiento de la sílice y con la ayuda del método hidrogeoquímico obtener cifras orientadoras sobre la edad absoluta de los productos de la corteza de intemperismo.

Los contenidos de sílice más frecuentes en las aguas de la zona de las serpentinitas desintegradas alcanzan 50 mg/l. Anteriormente se mencionó que en las zonas de transferencia de aguas intensa y de intensidad media, la cantidad de precipitaciones atmosféricas era de 2 000 - 3 000 mm/año. Como no se tienen datos acerca de los coeficientes de infiltración en las regiones consideradas es posible tomar una cifra orientadora promedio para las regiones montañosas, que es igual al 20%. De acuerdo con eso, en cada metro cuadrado, se infiltran cerca de 0.5 m³ de agua anualmente.

De cada metro cúbico de rocas ultrabásicas que afloran, aquella cantidad de agua transporta anualmente 500 l x 50 mg/l, 25 g = 25 000 mg de sílice. Se sabe que el contenido de SiO₂ en las harzburgitas de Oriente es de 36.7 % (Adamovich y otros, 1963), es decir, su cantidad absoluta en 1m³ de roca será aproximadamente de 900 kg.

Al mismo tiempo el porcentaje mínimo de sílice en las lateritas, según los datos de I. V. Shirokova es de 2.2 %. De esto se desprende que en 1 m³ de ocres, que tiene un peso volumétrico de 1.3 (Cherepnev y otros 1962) hay 24 kg de sílice. De esta forma, para que de las rocas primarias *in situ* se formara la zona de ocres con concreciones de hierro, con una potencia de 1 m, tuvieron que ser transportados 876 kg de sílice de cada metro cúbico de rocas ultrabásicas.

Si en el año, como fue demostrado anteriormente, se transportan 25 g, entonces, para transportar toda esta cantidad, serán necesarios 35 000 años. Estos sencillos cálculos demuestran que para la formación de la corteza de intemperismo sobre las rocas ultrabásicas, con una potencia de 1 m, se necesitan, cuando más, 35 000 años. Entonces, para la formación de una secuencia de 10 metros de la corteza

de intemperismo, en condiciones análogas a las actuales, serán necesarios 350 000 años. Esta cifra, aún aumentada en 10 veces, no cae en la tabla geocronológica más allá de los límites del Plioceno Superior, lo cual concuerda con los datos geomorfológicos de Corral sobre la edad del Plioceno-Cuaternario Inferior de las superficies de nivelación más altas (Corral, 1944).

A pesar de la gran velocidad de la intemperización es erróneo suponer que los procesos de formación de la corteza de intemperismo comenzaron en Cuba solamente a partir del Plioceno. Las condiciones climatológicas tropicales existentes en Cuba, comenzando desde el momento del surgimiento de la misma en forma de cadena de islas, favorecieron la ocurrencia de los procesos de intemperización. En los trabajos de V. I. Finko e I. Z. Korin (Finko y otros, 1967) por primera vez se reportó la existencia de fragmentos de las rocas ultrabásicas intemperizadas en los depósitos sedimentarios del maestrichtiano y más jóvenes, lo que demuestra la presencia de cortezas de intemperismo ya en el pre-Maestrichtiano. Al mismo tiempo, la actividad tectónica de Cuba, la sucesión alternante de transgresiones y regresiones marinas en los períodos del Cretácico y Terciario y también los procesos de erosión intensa propios de las regiones montañosas, impidieron la conservación de los productos deleznable del intemperismo. Con cierto grado de seguridad se puede admitir que se conservaron las zonas de ultrabásitas duras y desintegradas, a partir de las cuales, durante la siguiente regresión marina, se formaron nuevamente productos del intemperismo. Es natural que las cortezas más potentes se formaran solamente en condiciones geomorfológicas y tectónico-estructurales favorables, en superficies planas y elevadas en forma de meseta o en las laderas onduladas, donde la velocidad de la denudación es menor que la velocidad de los procesos de formación de la corteza.

Debido a que la edad de estas superficies y laderas se refiere frecuentemente al Plioceno-Cuaternario, la edad de las cortezas de intemperismo que se han formado sobre ellas consecuentemente será más joven.

A continuación, se muestra la tabla No. 6 con la correlación de las cortezas de intemperismo ferro-cobalto-niquelíferas y los productos de su redeposición con las unidades litoestratigráficas del Plioceno-Cuaternario de Cuba.

Tabla 6.

Unidades litoestratigráficas de la cobertura Plioceno-Cuaternario y su relación con las formaciones geológicas meníferas.

Formaciones geológicas meníferas	Complejo estructuro-formacional	Formación geológica	Facies	Unidad litoestratigráfica, depósitos indiferenciados y otros cuerpos geológicos
Cortezas de intemperismo redepositadas y placeres	Cobertura del Plioceno-Cuaternario	Turbáceo-arcilloso-arenosa	Pantanos y pantanos con depósitos turbáceos, limos arenosos y arcillosos	Ind. Q _{iv}
			Marinos, aluviales, de pantanos, lacustres, turbáceos, con arenas, guijarros, arcillas arenosas y limos arenosos	Ind. Q _{iv}
			Depósitos de playa y de mangle, limos calcáreos arenosos, arcillosos, ocreos, arenas, gravas, arcillas arenosas	Ind. Q
		Arenoso-arcillosa	Arcillas, arenas arcillosas grisáceas a veces con gravas y guijarros. Localmente concreciones de Fe y Mn	CAMACHO Q _{iii}
			Arcillas, arenas arcillosas, arenas con gravas y cantos rodados, todos de color rojizo	VILLARROJA Q _{ii}
		Carbonatada No relacionadas con las CI		Depósitos abigarrados de arcillas, arenas arcillosas con gravas y concreciones ferruginosas
Calizas arrecifales, organógeno-detriticas, organógenas, calcarenitas y lentes de conglomerados	JAIMANITAS Q _{ii}			
		Calizas organógenas y organógeno-detriticas, calcarenitas	MAYA N ₂ -Q _i ÁVALÓS	

Cortezas de intemperismo redepositadas y placeres	Cobertura del Plioceno-Cuaternario	Arcilloso-arenoso-conglomerática	Depósitos de arenas, arcillas, gravas y guijarros aluviales, aluvio-deluviales y proluviales	Ind. Q _{iv}
			Depósitos de arenas, gravas y conglomerados cuarzosos, a veces con costras lateríticas	SIGUANEA Q _{iii}
Cortezas de intemperismo residuales		Ocroso-arenoso-arcillosa	Conglomerados con cemento arcilloso-carbonatado, capas de arena y lentes areno-arcillosos	JAMAICA Q _{iii}
			Arenas y arenas arcillosas, arenas guijarrosas, limo, gravas y conglomerados polimícticos	CAUTO Q _{ii/iii}
			Conglomerados, gravas, arenas y arcillas	BAYAMO N ₂ -Q _i
			Conglomerados, gravelitas, arenas, arenas arcillosas, arcillas arenosas, algunos horizontes de concreciones ferruginosas, generalmente de composición silicea y color rojizo	GUANE + GUEVARA DÁTIL GUANE N ₂ -Q _i
		Depósitos eluviales, arenosos, areno-arcillosos sobre granitoides	N ₂ -Q _p	
		Depósitos eluviales-deluviales y proluviales arcillosos, arenosos, ocre, perdigones, a veces hardpan sobre ofiolitas	N ₂ -Q _p	
		Depósitos eluviales, arcillosos, arcilloso-arenosos, ocre a veces caoliniticos sobre rocas metamórficas	N ₂ -Q _p	
		Depósitos eluviales, arcillosos, ocreos, sobre rocas vulcanógeno-sedimentarias	N ₂ -Q _p	
Depósitos eluviales y proluviales, arcillosos, arcilloso-arenosos a veces con perdigones sobre rocas carbonatadas	N ₂ -Q _p			

CAPÍTULO 3

ZONALIDAD GEOQUÍMICA DE LAS CORTEZAS DE INTEMPERISMO SOBRE LAS ROCAS ULTRABÁSICAS DE CUBA

La formación del perfil de la corteza de intemperismo de Cuba, al igual que el de la zonalidad geoquímica general (Nikitin, Vitovskaya, Buguel'skiy, 1969), comienza con la formación de una zona de ultrabasitas desintegradas de los macizos de rocas ultrabásicas. Las precipitaciones atmosféricas, cuya cantidad en el territorio de Cuba frecuentemente alcanza la cifra de 2000-3000 mm/cm²/año, se infiltran a través de las grietas en las rocas ultrabásicas situadas en las regiones de alimentación de las aguas subterráneas y corren hacia los puntos de descarga. Junto con ellas penetran a las rocas los agentes activos del intemperismo, oxígeno disuelto, ácido carbónico y sustancias orgánicas asimiladas de la capa vegetal.

Bajo su influencia comienzan en las grietas los procesos de hidratación y lixiviación de los silicatos. Los principales elementos formadores de rocas, magnesio y silicio pasan a la solución. Sus contenidos medios en las aguas subterráneas, tomadas de las ultrabasitas desintegradas, alcanzan 52 mg/l para el magnesio y 60 mg/l para la sílice. Las concentraciones máximas pueden alcanzar 130mg/l y 160mg/l respectivamente. Sin embargo, debido a que la migración de los componentes tiene lugar por sistemas de grietas finas, la modificación de la composición química general de las rocas, en el proceso de formación de la zona de desintegración, es pequeña. Por eso, los contenidos de MgO se modifican sólo de 0.86 g/cm³ en las ultrabasitas frescas, a 0.64 g/cm³ en la zona de ultrabasitas desintegradas; los contenidos de sílice se reducen de 1.0 a 0.78 g/cm³ respectivamente. Los contenidos de hierro casi no varían. En conjunto, el tránsito de las ultrabasitas, del estado fresco al "desintegrado", se caracteriza por la extracción general de los elementos formadores de rocas, lo que se confirma por la disminución del peso volumétrico de las rocas, de 2.4 g/cm³ a 1.9-2.0 g/cm³ (ver tabla 7). Analistas: V. V. Kujarchik, V. V. Lupanova, L. A. Tverdova, L. S. Tsimlianskaya.

Los componentes que han pasado a la solución migran por las grietas hacia el manto de las aguas freáticas y precipitan cerca de él, formando horizontes de silicificación, kerolitización y

carbonatización. Estos horizontes se observan en los afloramientos de ultrabasitas desintegradas, en forma de vetillas de kerolita, kerolitas opalizadas y ópalos. En la parte inferior de la zona, a menudo aparecen acumulaciones de magnesita en forma de coliflor. En conjunto, las rocas de la zona de desintegración, desarrolladas separadamente y lixiviadas por las grietas, permanecen lo suficientemente compactas y duras.

En el proceso de interacción con las rocas, se neutralizan los componentes agresivos de las aguas subterráneas y el pH de éstas alcanza un nivel medio con valores de 7.4 - 7.6, elevándose frecuentemente hasta 8.2 - 8.4.

Al mismo tiempo, la caída constante de las precipitaciones atmosféricas aporta nuevas cantidades de oxígeno y ácido carbónico. La acción de las aguas débilmente aciduladas que se infiltran en las rocas desintegradas, provoca una lixiviación aún mayor de las mismas. Al ocurrir esto, la interacción de las aguas con las rocas tiene lugar no sólo por las grietas, sino también por los poros que se han formado en toda la masa de la roca. La característica cuantitativa de la composición iónico-salina de las aguas actuales de la zona de desintegración (ver tabla 8), caracteriza en lo esencial al proceso ulterior de transición a la siguiente zona, la de las ultrabasitas lixiviadas. El contenido de magnesio en las rocas de esta zona se reduce a 0.45-0.3 g/cm³, y el de sílice a 0.65 - 0.5 g/cm³. El peso volumétrico se reduce a 1.5 - 1.3 g/cm³. Las ultrabasitas lixiviadas, que conservan todas las particularidades de estructura y textura de las rocas madres, se vuelven tan deleznable que pueden cortarse con un cuchillo y se desmoronan fácilmente en las manos.

La extracción intensa de los elementos y la hidratación de los silicatos, ocasionan la descomposición de los minerales hipogénicos de las ultrabasitas y su reemplazo por nontronita.

La nontronitización se desarrolla primeramente por las grietas, pero después penetra en la masa principal de la roca. Al formarse esta zona, a diferencia de la anterior, simultáneamente con la extracción de los elementos móviles formadores de rocas, tiene lugar la acumulación de los elementos menos móviles. De este modo, el contenido de hierro aumenta de 0.14 g/cm³ a 0.21 g/cm³ y el de Ni de 0.01 g/cm³ a 0.02 g/cm³. En los porcentajes de peso esta magnitud alcanza la cifra de 1.1-1.3%, la cual ya tiene importancia como reserva de minerales de silicatos de níquel.

El aumento de las cantidades absolutas de hierro y níquel en la zona de las ultrabasitas

lixiviadas se puede explicar por el aporte lateral de estos elementos. Al adquirir cierta movilidad, en los estadios iniciales de la corteza de intemperismo estos elementos no sólo migran en la zona de aereación, verticalmente hasta el nivel de las aguas freáticas, sino que son transportados por el flujo freático hacia las zonas de descarga. Como confirmación de esto pueden servir los contenidos relativamente altos de hierro (hasta 0.5 mg/l) y de níquel (hasta 0.08 mg/l) en las aguas de la zona de desintegración.

Durante su traslación las aguas freáticas no sólo continúan lixiviando y transportando los componentes móviles, sino que redepositan los componentes menos móviles que han estado en solución durante algún tiempo. Es natural que esta redeposición transcurra de manera más intensa allí donde las ultrabasitas lixiviadas están más nontronitizadas. El análisis de las aguas tomadas de las ultrabasitas lixiviadas demuestra que en esta zona todavía continúa la extracción de los componentes, aunque en un grado no tan alto como en la zona de las ultrabasitas desintegradas. El contenido de sílice se reduce en término medio hasta 35 mg/l, y el de magnesio hasta 18 mg/l. La magnitud del pH de las aguas generalmente tiene un valor aproximado de 7.3, siendo a menudo menor. El contenido de los diversos componentes, la mineralización general y las magnitudes del pH, indican la insaturación en sales de estas aguas y por consiguiente su agresividad.

Al infiltrarse a través de la zona de ultrabasitas lixiviadas, estas aguas no pierden totalmente sus propiedades agresivas, y al ingresar en la zona de desintegración situada más abajo, son capaces de lixiviar y de extraer de las rocas los elementos formadores. De este modo, al mismo tiempo que en la superficie de los macizos de las ultrabasitas desintegradas se convierten, bajo la acción de los agentes atmosféricos, en ultrabasitas lixiviadas, las rocas frescas que las subyacen, bajo la acción de las aguas subterráneas, se convierten en desintegradas.

El desarrollo ulterior de la corteza de intemperismo conduce a la nontronitización de las ultrabasitas lixiviadas, a la lixiviación de las ultrabasitas desintegradas que las subyacen y a la desintegración de las rocas frescas del substrato.

El perfil de la corteza de intemperismo que se forma bajo la acción de las aguas infiltradas parece crecer de arriba hacia abajo, complicando su zonalidad y exponiendo a los procesos de intemperización cada vez nuevas

masas de rocas frescas no alteradas. La nontronitización de las ultrabasitas lixiviadas en la parte superior del perfil conduce a la formación de la siguiente zona de la corteza de intemperismo, o sea, la zona de nontronitas. La formación de la misma ocurre con una extracción relativamente menor de los componentes en relación con las zonas precedentes. El peso volumétrico de las nontronitas, en comparación con el de las ultrabasitas lixiviadas se reduce solamente en 0.2-0.3 g/cm³ y alcanza generalmente 1.1-1.3 g/cm³. Los contenidos de sílice disminuyen insignificadamente (hasta 0.4-0.5 g/cm³). En cantidades un poco mayores se extrae el magnesio, que disminuye en las nontronitas hasta 0.08-0.12 g/cm³.

La extracción de los componentes móviles es compensada por el aporte lateral de hierro de las aguas freáticas; su contenido en las nontronitas aumenta hasta 0.33 g/cm³. Al aporte lateral favorece el hecho de que la zona de nontronitas se desarrolle generalmente en un relieve de pendientes suaves, en los lugares aplanados y en las áreas donde las laderas suaves están complicadas por contrapendientes. La intensidad media de la transferencia de aguas en tales áreas facilita una más completa interacción química de las aguas infiltradas con las rocas acuíferas. En esta etapa adquieren un papel importante los procesos de hidrólisis, que provocan la destrucción de los minerales hipogénicos silicatados y su reemplazo por la nontronita.

Con una combinación de las condiciones geomorfológicas particularmente favorables, como por ejemplo de la región de Nicaro, el espesor de la zona de nontronitas puede alcanzar de 10 a 13 m (Cherepnev y otros, 1962). En pendientes más abruptas, así como en las superficies tipo mesetas elevadas a 500-800 m, como la de Los Mulos y Pinares de Mayarí, donde el régimen hidrodinámico es más intenso, la zona de nontronitas se reduce hasta 0.1-0.2 m, o desaparece completamente del perfil de la corteza de intemperismo. La variabilidad del espesor de esta zona y el hecho de que la misma no esté igualmente desarrollada en todas partes, nos han impedido distinguir y analizar con fidelidad las aguas subterráneas que se infiltran a través de ellas. Sin embargo, el análisis de muestras aisladas de las soluciones póricas tomadas en las nontronitas (ver tabla 8) demuestra que los procesos de extracción y migración de los componentes formadores de las rocas aún continúan en esta zona.

La hidrólisis intensa de los silicatos intensifica estos procesos, lo que trae por consecuencia que en las nontronitas comience a

Tabla 7.

Análisis químico de los productos del intemperismo en las diversas zonas de la corteza en las rocas ultrabásicas del oriente de Cuba.

Zona	No. de la muestra	Localidad	Peso volumétrico	SiO ₂	Ti O ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Ocres inestructuro-texturales con concreciones de hierro	37	Pinares de Mayarí	1.72	3.47	-	3.01	75.37	-
	3	Nicaro, yacimiento Sol Líbano	1.57	6.96	0.21	8.84	66.65	-
	318	Moa, área Cantarrana	2.60	5.00	No Dt.	19.39	61.71	-
	312	Moa, área Playa La Vaca	No Dt.	7.71	0.23	12.49	61.60	-
Ocres estructuro-texturales	36	Pinares de Mayarí	1.05	2.67	-	5.51	70.44	-
	4	Nicaro, yacimiento Sol Líbano	1.30	1.97	0.07	5.68	70.33	-
	317	Moa, área Cantarrana	1.61	11.2	No Dt.	17.31	56.57	-
	311	Moa, área Playa La Vaca	1.55	17.84	0.12	12.56	46.23	0.33
Nontronitas, ultrabasitas nontronitizadas	35	Pinares de Mayarí	1.28	35.71	-	0.96	26.09	0.69
	5	Nicaro, yacimiento Sol Líbano	1.09	41.39	Tr.	2.96	25.65	-
	315	Moa, área Cantarrana	1.37	32.79	0.04	4.38	31.62	-
	314	Moa, área Cantarrana	1.49	40.06	No Dt.	4.5	24.66	-
Ultrabasitas lixiviadas	34	Pinares de Mayarí	1.70	36.97	-	1.16	12.35	1.71
	6	Nicaro, yacimiento Sol Líbano	1.27	39.71	-	2.80	16.91	0.69
	313	Moa, área Cantarrana	1.35	38.19	No Dt.	3.39	13.62	-
	309	Moa, área Playa La Vaca	1.78	40.62	0.017	2.26	9.15	-
	308	Moa, Playa La Vaca	2.24	39.28	0.005	0.96	8.91	-
Ultrabasitas desintegradas	33	Pinares de Mayarí	1.97	39.25	-	0.91	7.14	1.63
	25	Pinares de Mayarí	2.41	39.83	0.007	0.2	7.25	-
	319	Moa, área Cantarrana	1.89	38.95	No Dt.	0.94	8.97	-

MnO	MgO	CaO	NiO	CoO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	CO ₂	H ₂ O-	H ₂ O+	Suma
0.32	0.7	-	0.74	No Dt.	0.04	0.04	3.1	-	2.56	10.5	99.88
0.9	0.87	0.17	0.81	No Dt.	0.02	0.12	3.04	No Dt.	3.47	8.12	100.18
0.20	0.28	0.30	1.03	0.19	0.07	0.03	1.40		1.96	7.88	99.44
1.60	1.69	-	0.71	0.12	0.35	0.09	2.68		2.51	7.71	99.50
1.26	1.00	0.28	1.55	No Dt.	0.05	0.03	3.1	-	2.80	10.92	99.61
0.47	0.43	0.15	0.4	No Dt.	-	-	7.12	No Dt.	2.87	10.69	100.18
0.07	0.88	0.42	1.12	0.12	0.06	0.09	1.37		2.27	8.11	99.59
0.77	2.64	-	0.56	0.05	0.76	0.46	2.98		5.44	9.84	100.57
0.83	10.3	-	1.57	No Dt.	0.06	0.02	2.15		11.33	9.03	99.50
0.11	6.99	0.27	1.66	No Dt.	-	-	1.86		13.05	7.06	100.58
0.56	5.84	-	2.44	0.07	0.13	0.065	1.39		12.57	8.08	99.96
0.33	6.87	0.56	1.14	0.063	0.04	0.016	0.96		14.54	6.60	100.33
0.47	28.2	-	1.37	No Dt.	0.03	0.03	1.48		3.73	12.12	99.62
0.18	14.76	-	1.0	No Dt.	0.03	0.01	1.25		13.01	9.23	99.58
0.11	25.77	-	1.37	0.022	0.027	0.005	0.02		7.60	10.58	100.69
0.13	28.55	-	0.20	-	1,73	0.65	0.49		5.54	10.49	100.54
0.09	32.60	-	0.39	0.01	1.21	0.29	0.35		4.06	11.93	100.08
0.28	32.44	-	1.55	No Dt.	0.03	0.02	0.92	0.41	4.41	10.92	99.91
0.24	35.96	0.14	0.42	0.01	0.03	0.007	0.30	0.25	2.18	12.51	99.35
0.11	35.17	0.28	0.25	0.0170	0.13	0.009	0.37	-	2.56	12.78	100.40

Tabla 8.

Análisis de las aguas tomadas en las diversas zonas de la corteza de intemperismo de los macizos de rocas ultrabásicas del oriente cubano.

Zonas de la corteza de intemperismo	No. De la muestra	Localidad	Composición química (en mg/l)			
			pH	Fe ⁺²	Fe ⁺³	Ni
Ocres inestructuro-texturales	37	Pinares de Mayarí, cabezadas del río Naranjo	6.5	-	0.05	-
	48	Pinares de Mayarí, cabezadas del río Seco	6.6	-	-	-
	217	Pinares de Mayarí, embalse en las cabezadas de río Seco	7.1	-	0.3	-
	223	Moa, camino entre la Revuelta de los Chinos y el Alto de la Calinga	6.7	-	0.15	0.015
Ocres estructuro-texturales	216	Pinares de Mayarí, al pie de la loma de Mensura	6.7	-	0.6	-
	18	Los Mulos	6.9	-	Trazas	0.02
	224	Moa, arroyo al oeste de El Toldo	7.0	-	0.15	0.03
	27	Nicaró, yacimiento OcujaI	7.1	-	-	0.005
Ultrabasitas lixivias	214	Pinares de Mayarí, loma de Mensura	7.4	-	0.05	-
	233	Moa, área de Cantarrana	7.3	0.1	1.5	0.02
	14	Nicaró, yacimiento Sol Líbano	7.5	-	0.6	0.07
	25	Nicaró, yacimiento OcujaI	7.2	-	0.05	0.015
Ultrabasitas desintegradas	212	Pinares de Mayarí, periferia Sur	7.6	-	0.4	0.005
	79	Nicaró, camino Mayarí-Nicaró, en el entronque hacia OcujaI	8.4	-	0.05	0.04
	21	Nicaró, yacimiento OcujaI	7.5	-	0.05	0.01
	285	Nicaró, cantera cerca del camino hacia el yacimiento OcujaI	7.3	-	-	No Dt.
	231	Rancho Yagua, túnel de Majayara	7.4	-	0.5	0.04

Composición química (en mg/l)							Oxidación bicromática
Al	SiO ₂	Mg ⁺²	Ca ⁺²	HCO ₃ ⁻¹	CO ₃ ⁻²	SO ₄ ⁻²	Cl ⁻¹
-	8	1.4	-	24.4	-	2.0	4.2
0.01	14	8.8	0.5	39.7	-	2.0	5.3
No Dt.	8	6.3	4.0	48.8	-	3.0	No se determinó
No Dt.	10	9	1.2	48.8	-	1.0	"
No Dt.	25	14.7	3.2	61.0	-	2.0	"
-	20	10.5	0.8	73.2	-	6.0	"
No Dt.	24	10.2	2.0	61.0	-	0.0	"
0.05	28	No Dt.	No Dt	85.7	-	4.0	"
No Dt.	40	29.8	2.8	109.8	-	2.0	No se determinó
No Dt.	34	13.0	2.0	73.2	-	3.0	"
0.1	48	27.4	-	244.0	12	-	16.6 0.84
0.01	52	24.0	1.2	122.0	-	6.0	8.5 1.2
No Dt.	56	32.6	2.8	195.6	-	4.0	No se determinó
0.03	70	73.0	30.0	490.4	12	25	"
0.07	72	42.4	3.2	219.6	-	6	"
No Dt.	160	84.2	6.8	414.8	-	10	"
No Dt.	130	66.0	6.0	366.0	-	4.0	"

desarrollarse la ocritización, lo cual conduce a la formación de la siguiente zona del perfil, es decir, la zona de ocres. Simultáneamente tiene lugar la nontronitización de la zona de ultrabasitas lixiviadas subyacentes.

En condiciones de transferencia intensa de las aguas, el proceso de ocritización de las nontronitas puede adelantarse al proceso de nontronitización de las ultrabasitas lixiviadas. Como ejemplo, pueden servir las mesetas elevadas de Los Mulos, El Prado, Cupeyal y Piloto, donde la zona de ocres estructuro-texturales yace directamente sobre serpentinitas lixiviadas, ocritizadas y débilmente nontronitizadas. La intensa extracción de los elementos formadores de las rocas durante la formación de la zona de ocres trae como consecuencia que el contenido de magnesio en ella se reduzca a 0.01-0.005 g/cm³, y el de la sílice a 0.025 g/cm³. El peso volumétrico de los productos del intemperismo de la zona de ocres equivale a 1.06 g/cm³. Estos productos conservan aún las particularidades de la textura y estructura de las rocas madres.

El aporte intenso de hierro, cuya cantidad aumenta hasta 0.7-0.9 g/cm³, trae como consecuencia el reemplazo de los minerales primarios por óxidos e hidróxidos de hierro. Asimismo, en esta etapa se observa cierta acumulación de aluminio cuyos contenidos aumentan de 0.02-0.03 g/cm³ en la zona de nontronitas, hasta 0.07 g/cm³ en la zona de ocres. En algunos casos, en las secciones delgadas se nota la presencia de cantidades muy pequeñas de gibbsita.

La migración de los elementos en las aguas que se infiltran a través de la zona de ocres se reduce al mínimo. El contenido de magnesio en ellas no supera los 6-8 mg/l, y el de sílice los 15 mg/l. Estos bajos contenidos se explican de una parte, por el lavado de los productos del intemperismo y de otra, por la estabilidad de los minerales de la zona de ocres en las condiciones termodinámicas de la zona de hipergénesis. Como resultado, las aguas atmosféricas interactuando con los productos del intemperismo de la zona de ocres, no pierden su agresividad. Esto queda evidenciado por los valores del pH, que generalmente no exceden las magnitudes 6.8-6.9. Al infiltrarse hacia las zonas inferiores de la corteza de intemperismo, las precipitaciones atmosféricas son capaces de extraer los elementos formadores de rocas, continuando la formación de la zonación geológica del perfil.

En la parte superior de la zona de ocres estructuro-texturales, en casi todos los lugares se observa la formación de concreciones

pisolíticas. Los tamaños de las concreciones varían de 1-2 mm, hasta 1-2 cm. La cantidad, tamaño y dureza de las mismas aumenta de abajo hacia arriba en el intervalo de la zona de ocres. En la parte cercana a la superficie aparecen tantas concreciones que las mismas forman un horizonte pisolítico compacto de ocres sin textura, de color rojo violáceo. Algunas concreciones de este horizonte se cementan con goethita en nódulos de 10-20 cm y en bloques de 1.5 a 2 m.

La formación del horizonte pisolítico está estrechamente relacionada con la capa vegetal que se desarrolla sobre la superficie de la corteza de intemperismo. Mientras más profundo penetre en las rocas el sistema de raíces, mayor será el espesor del horizonte pisolítico. La comparación de una gran cantidad de afloramientos en las diferentes regiones de Cuba, demuestra que los espesores mayores del horizonte pisolítico (hasta 5-7 m) están vinculados a las áreas pobladas por bosques de pinos. En las regiones donde abunda una vegetación de arbustos su espesor es considerablemente menor. Cuando hay sólo una capa de hierbas, el espesor del horizonte con concreciones no excede los 10-20 cm.

Esta dependencia, según nos parece, está relacionada con la cantidad de ácidos orgánicos que son segregados por el sistema de raíces de la vegetación en las soluciones póricas. La magnitud del pH de estas últimas frecuentemente es 5.1 (ver tabla 8). Las soluciones póricas enriquecidas con ácidos orgánicos, disuelven ciertas cantidades de hierro; sin embargo, las propiedades agresivas de las soluciones disminuyen rápidamente a consecuencia de la neutralización de los ácidos orgánicos. La magnitud del pH de las aguas freáticas que drenan los ocres se eleva hasta 6.5 - 6.6. Como resultado, el hierro migra en las soluciones póricas a una corta distancia y se redistribuye en la zona de ocres estructuro-texturales, formando las concreciones de hierro. En la superficie, este proceso transcurre con gran efectividad y los ocres estructuro-texturales se convierten en un horizonte pisolítico compacto sin relictos de la estructura y textura primarias.

El perfil mineralógico-hidrogeoquímico de la corteza de intemperismo descrito, no está desarrollado sobre todas las rocas ultrabásicas de Cuba. Su formación sólo es posible cuando se combinan totalmente los factores hidrogeoquímicos, geomorfológicos y estructuro-tectónicos favorables. La ausencia de semejante combinación, o el hecho de que uno u otro factor sea desfavorable, modifican de alguna manera el

proceso de formación de la corteza de intemperismo, reflejándose sobre su espesor, composición y zonalidad.

El papel que juega la estructura y textura de las rocas primarias en la formación de las cortezas de intemperismo níquelíferas de Cuba está estudiado en detalle en el trabajo de I. Z. Korin, V. I. Finkó y F. Formell Cortina (1967). Es necesario solamente indicar, que con toda la importancia que tienen los factores estructuro-tectónicos, su influencia se reduce al aumento de la permeabilidad de las rocas y a la preparación de las vías conductoras de las aguas. El desarrollo de los procesos de intemperismo químico depende de la cantidad de agua que llega a las estructuras acuíferas preparadas y de la intensidad de la transferencia de aguas. Aún con las condiciones estructuro-tectónicas más favorables, si es insuficiente la cantidad de agua que entra en las rocas, la corteza de intemperismo no podrá desarrollarse o el desarrollo de la misma se realizará muy lentamente. La comparación de la zonalidad del perfil en regiones con diferentes regímenes hidrodinámicos permite valorar la importancia del factor hidrogeoquímico para la formación de la corteza de intemperismo.

Como se señaló en trabajos anteriores (Bugelskiy, Formell, 1968, 1970), el perfil completo de la corteza de intemperismo con todas las zonas bien expresadas, se observa en las regiones con transferencia de aguas de intensidad media, como la región de Nicaro. La transferencia de aguas de una intensidad media está condicionada por la entrada en el paisaje de una cantidad bastante alta (hasta 1500 mm/año) de precipitaciones atmosféricas y por una intensa diferenciación del relieve de colinas, que posee alturas absolutas entre 100 y 400 m. Las divisorias de las aguas aplanadas y las laderas suaves complicadas con contrapendientes favorecen la conservación de los productos del intemperismo que se forman. La preparación estructuro-tectónica previa de las rocas, determina las irregularidades del límite inferior de la corteza de intemperismo y el aumento de su espesor (hasta 20-30 m) a lo largo de las zonas debilitadas.

La combinación favorable de todos los factores que intervienen en la formación de las cortezas, produce en la región de Nicaro cortezas níquelíferas que recubren en forma de manto la superficie de las rocas ultrabásicas y poseen un zonalidad completa. A esta región se vinculan una serie de yacimientos importantes de silicatos de níquel, tales como Sol Líbano, Ocuja, Martí y otros.

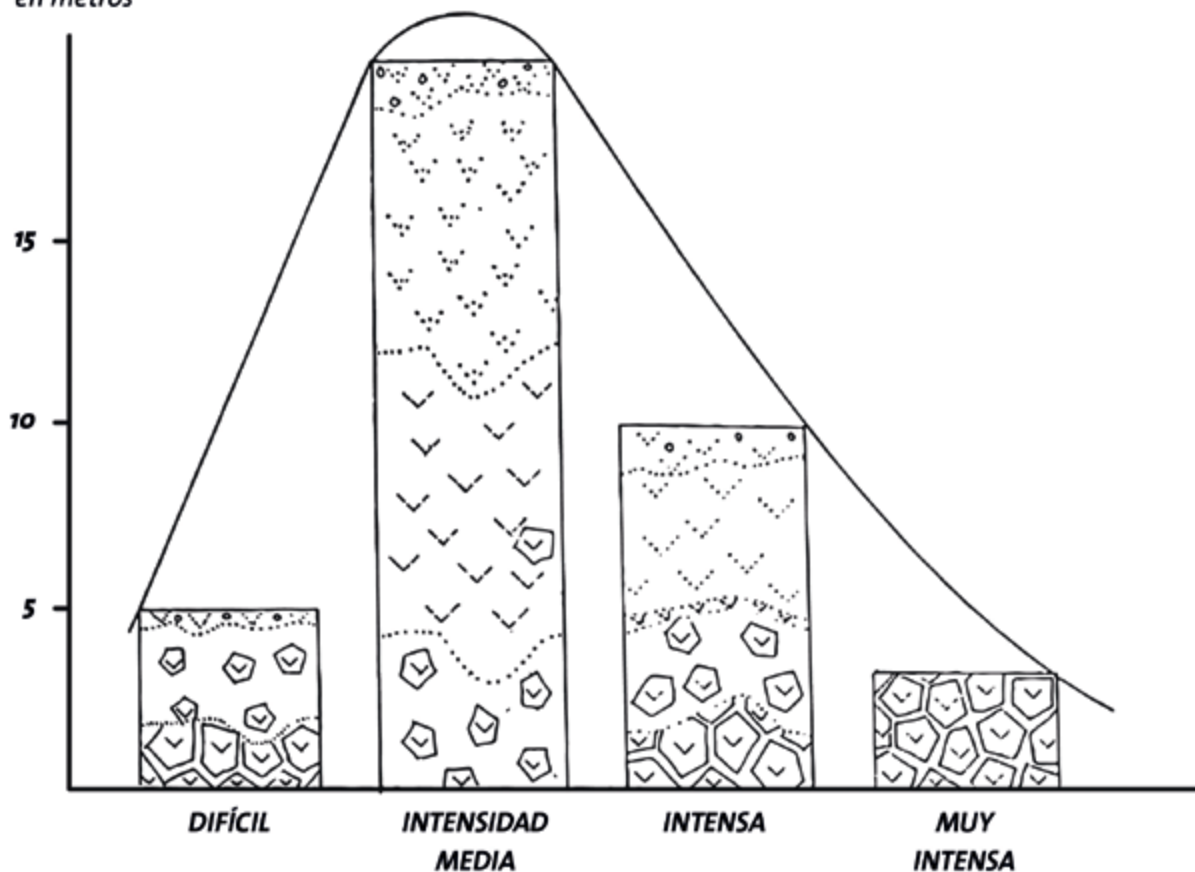
En las regiones de un relieve elevado, con mayores cotas de altura absoluta (hasta 500-

600m), tales como Pinares de Mayarí, Los Mulos, El Prado, Atlantic, etc., la intensidad de la transferencia de aguas en las rocas acuíferas aumenta. Este aumento está vinculado, de una parte, con el incremento de la cantidad de precipitaciones atmosféricas, de acuerdo a la zonalidad físico-geográfica existente en Cuba (Davitaya 1965), y de la otra, con la gran diferenciación del relieve, lo cual favorece un drenaje más activo de las rocas. La gran intensidad de la transferencia de aguas favorece una extracción más activa de los elementos formadores de las rocas y acelera el proceso de formación de la corteza. Como resultado, la formación de la zona de ocre, como ya se ha dicho, se adelanta a la formación de la zona de nontronitas. Esta última, a menudo se reduce hasta desaparecer, por eso en tales regiones se desarrolla entonces un perfil abreviado, ocreo.

El incremento ulterior del grado de intensidad de la transferencia de aguas, que se observa en las regiones de las montañas más altas del Norte de Oriente, tales como El Toldo, Pico Cristal, Loma de Mensura, en combinación con condiciones geomorfológicas desfavorables (pendientes abruptas, divisoria aguda de las aguas), trae como consecuencia la formación de una corteza de intemperismo de perfil incompleto, representado por una zona de ultrabasitas desintegradas débilmente lixiviadas. Una transferencia de aguas atenuada tampoco favorece el desarrollo de la corteza de intemperismo, ya que con este régimen se imposibilita la extracción activa de los principales elementos formadores de rocas que entran en solución. Por eso, en las regiones de difícil transferencia de aguas, tales como las llanuras suavemente onduladas de Camagüey o de Las Villas, las cortezas de intemperismo están representadas solo por las zonas iniciales de ultrabasitas desintegradas o débilmente lixiviadas.

En el diagrama adjunto (ver fig. 11), se muestra que el espesor de la corteza de intemperismo y la intensidad de la transferencia de aguas se encuentran entre sí en una dependencia parabólica. A medida que aumenta la intensidad de la transferencia de aguas, el espesor de la corteza de intemperismo y la complejidad de su zonación geoquímica aumentan, alcanzando el máximo en la zona de transferencia de aguas de intensidad media. Posteriormente, el aumento ulterior de la transferencia de aguas es correspondido por una disminución en el espesor y la complejidad de la zonación; finalmente, en la zona de una transferencia de aguas muy intensa ambos parámetros, espesor y zonación, están reproducidos al mínimo, completándose la relación parabólica.

Espesor de la Corteza de Intemperismo en metros



..... **EJEMPLOS**

Llanuras poco onduladas en las provincias de Camagüey y Las Villas.

Región de montañas bajas de Nicaro.

Elevaciones tipo meseta de Los Mulos, El Prado, Pinares de Mayarí, Piloto, Cupeyal.

Cimas montañosas de El Toldo, Pico Cristal, Loma de Mensura

Fig.11.

Diagrama de la dependencia del espesor de la corteza de intemperismo respecto a la intensidad de la transferencia de agua.

CAPÍTULO 4

CORTEZAS DE INTEMPERISMO DESARROLLADAS EN OTROS TIPOS DE ROCAS

La dependencia establecida se observa no sólo en las regiones constituidas por rocas ultrabásicas sino también en aquellas con rocas de otra composición, por ejemplo, en las regiones del Norte y Nordeste de Oriente. En los macizos de gabro, en condiciones de transferencia de aguas de intensidad media, las cortezas de intemperismo tienen un espesor semejante a las cortezas de las ultrabásitas. También, en las llanuras de Camagüey y

Las Villas, donde la transferencia de aguas es más difícil, las cortezas de intemperismo de las rocas básicas están representadas bien por zonas de desintegración o por zonas de lixiviación.

Las cortezas de intemperismo de bastante espesor están desarrolladas sobre las rocas vulcanógeno-sedimentarias de las montañas de la Sierra Maestra. Estas cortezas alcanzan su mayor espesor en las áreas elevadas y aplanadas de la parte central del anticlinorio, donde existen condiciones de transferencia activa de las aguas. La corteza de intemperismo recubre aquí, en forma de manto, todas las irregularidades del relieve. El espesor aparente, a menudo alcanza 7-8m. (ver fig. 12).



Fig.12.

Testigo de erosión gigante en las lavabrechas del Eoceno. Cima de la Gran Piedra, Santiago de Cuba

Un corte representativo en las rocas tobáceas ha sido muestreado a 1.5 km al Norte de la Gran Piedra. En una cantera de poca profundidad y de abajo hacia arriba, afloran:

Rocas tobáceas intensamente intemperizadas, lixiviadas y ocritizadas, de composición media y color rosado-rojizo, blandas, desmoronables en las manos. Esas rocas están intensamente caolinizadas. La caolinización está desarrollada en forma de incrustaciones diseminadas y también en forma de pequeñas vetillas. El espesor aparente de esta zona es de 2 m.

Ocres terrosos, gredosos, de colores que varían de amarillo intenso a amarillo claro. Los ocres conservan las particularidades de estructura y textura de las rocas madres. El espesor de la zona es de 1-1.5 m. En la parte superior del corte los ocres se decoloran paulatinamente y se convierten en un suelo de color gris claro. El espesor de la capa de suelo es de 10-20 cm.

Cortezas de intemperismo semejantes a éstas se observan también en las rocas vulcanógenas que forman una extensa meseta en la parte central de la Sierra Maestra, en las zonas de Filé y San Lorenzo. Esta región constituye una amplia superficie elevada, con cotas absolutas de cerca de 600 m, que está diferenciada por numerosos cursos de agua. La diferenciación del relieve y la abundante cantidad de precipitaciones atmosféricas condicionan la transferencia intensa de aguas. En los lugares donde las condiciones de la transferencia de aguas coinciden con condiciones geomorfológicas favorables (divisorias de las aguas aplanadas, pendientes suaves) se desarrollan cortezas de intemperismo de gran espesor.

Al mismo tiempo, en las superficies análogas que están situadas en los piedemontes Norte y Sur de la Sierra Maestra, donde la cantidad de precipitaciones atmosféricas disminuye a 1000 mm e inclusive hasta 600 mm/año, lo que empeora considerablemente las condiciones de la transferencia de aguas, las cortezas de intemperismo están desarrolladas pobremente y están representadas sólo por zonas de rocas vulcanógenas desintegradas o débilmente lixiviadas.

Regularidades análogas de la formación y distribución se observan también en las cortezas de intemperismo desarrolladas en los esquistos metamórficos de la sierra del Escambray. Al igual que en otras regiones montañosas de Cuba los cortes más potentes se observan en la parte central con forma de meseta de este sistema montañoso, cuyas cotas absolutas son de 600-800 m y que posee condiciones microclimáticas húmedas. El espesor de las cortezas de intemperismo varía entre 2 y 10 m.

El corte más típico fue el descubierto en una cantera situada al pie del camino entre los poblados de

Cumanayagua y Nicho. En este lugar, de abajo hacia arriba, afloran:

Esquistos ferruginosos, grafitizados, sericitizados y carbonatizados. El color varía de negro a carmelita oscuro y rojo oscuro. Los esquistos están intensamente lixiviados y son blandos, partiéndose y desmoronándose en las manos. El espesor visible de esta zona es de 10 m.

Hacia arriba los esquistos están más intemperizados, caolinizados y ocritizados, perdiendo la diafanidad de la textura original. En estado húmedo son bastante plásticos. El espesor de la zona es de 2-3 m.

Más arriba está situada una zona de ocres de color rojo intenso, casi sin relictos de las particularidades texturo-estructurales de la roca madre. El espesor de la zona es de 1 m. Aún más arriba, cerca del contacto con el suelo, los ocres adquieren un tono más amarillo. El espesor de esta zona es de 0.3 m

Un horizonte de suelo de color pardo-rojizo con un espesor de 0.2-0.3 m corona el corte.

Cortes análogos se observan en los terraplenes abiertos en la parte central elevada de la sierra del Escambray. Al mismo tiempo, en las áreas bajas de suaves colinas de la parte periférica del macizo montañoso, donde las precipitaciones atmosféricas tienen un volumen casi dos veces menor que en la parte central y por consiguiente una intensidad de la transferencia de aguas atenuada, la corteza de intemperismo está representada por esquistos compactos lixiviados, mientras que desaparecen las zonas de minerales arcillosos y de ocres.

Los ejemplos expuestos demuestran que, en cualquier macizo montañoso de Cuba, independientemente del tipo de roca que lo constituya, si existen condiciones geomorfológicas favorables, se van a desarrollar cortezas de intemperismo de considerable espesor. Su formación está estrechamente relacionada con las condiciones de drenaje de las rocas y con la intensidad de la transferencia de aguas en las mismas, es decir, que está completamente subordinada al factor hidrogeológico. A su vez, la intensidad de la transferencia de aguas, como es sabido, depende de la cantidad de precipitaciones atmosféricas y del grado de diferenciación del relieve.

La comparación de estos datos climáticos y geomorfológicos y su trazado en el mapa ha permitido distinguir para el territorio de Cuba, las regiones de más activa transferencia de aguas. Estas regiones, como puede verse en el mapa expuesto (ver fig. 13), son la costa Norte de Oriente, la Sierra Maestra, la sierra del Escambray y pequeñas áreas de la costa Norte de Pinar del Río. Todas estas regiones se distinguen por

la combinación de un relieve elevado, intensamente diferenciado, con una gran cantidad de precipitaciones atmosféricas (hasta 2000 mm/año) y más), que condicionan la actividad de la transferencia de aguas. Como ya se ha expresado, a estas regiones están vinculadas las cortezas de intemperismo más potentes y con una zonalidad geoquímica mejor desarrollada (ver fig. 13)

Aparte de estas regiones, las cortezas de intemperismo están desarrolladas en mucho menor grado, y están representadas por lo general por las zonas de desintegración o de inicios de la lixiviación. La vinculación de las cortezas de intemperismo más potentes con las regiones de más activa transferencia de aguas no puede ser casual; este hecho es una prueba de la influencia del factor hidrogeoquímico sobre su formación y distribución.

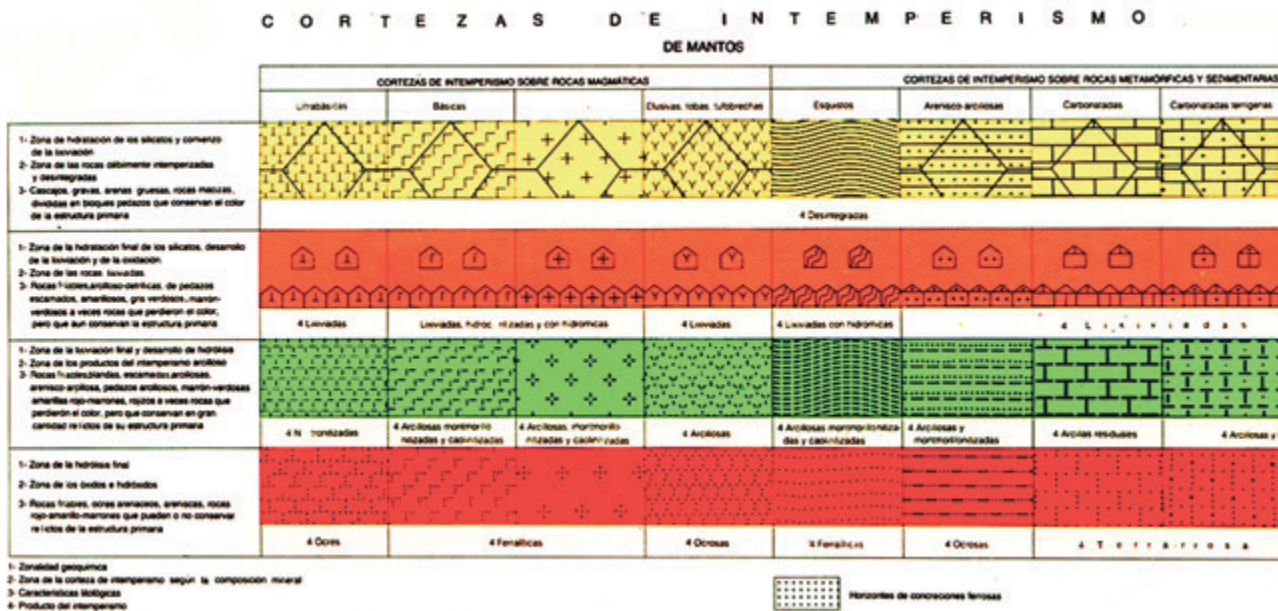
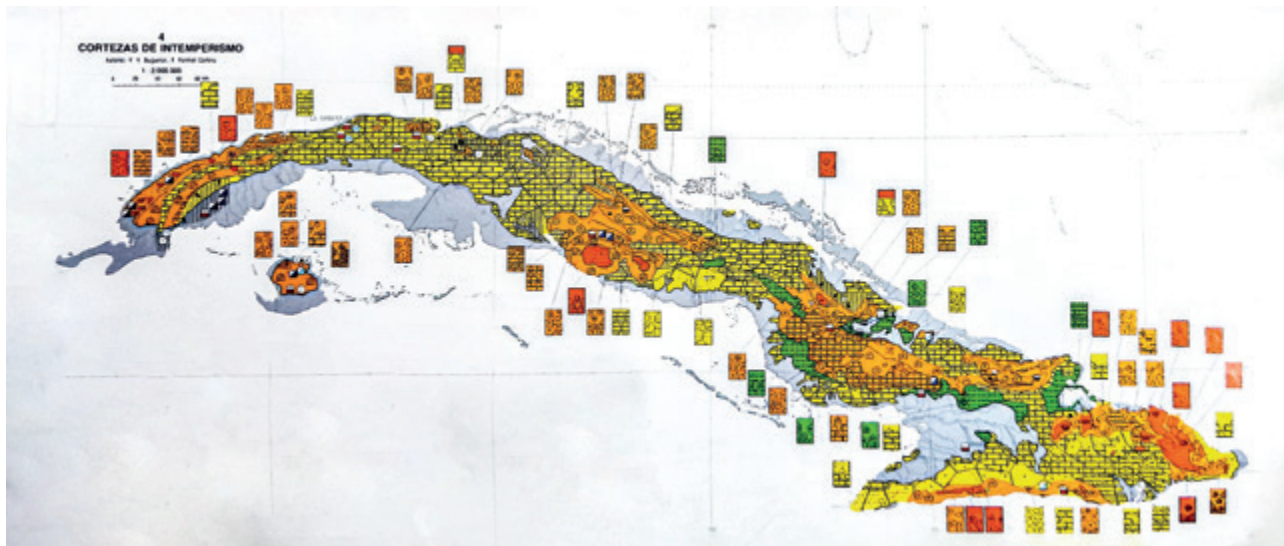


Fig. 13.

Mapa de las cortezas de intemperismo de Cuba, Buguelskiy Y.Y., Formell Cortina F., en el Atlas Nacional (1989)

CAPÍTULO 5

CLASIFICACIÓN GENÉTICO FORMACIONAL

Actualmente existen varias clasificaciones de los yacimientos niquelíferos exógenos y sus menas, confeccionadas sobre la base de distintos principios. La más común y generalmente más aceptada es la clasificación confeccionada sobre la base del principio de la composición química de las menas. Sobre la base de estos criterios frecuentemente se separan las menas niquelíferas siguientes (Krasilnikov, 1969):

1. Ferrosas
2. Ferro-silíceas
3. Ferro-magnesiales
4. Magnesiales
5. Alumínicas

Estas subdivisiones en general satisfacen las exigencias de la elaboración tecnológica de las menas, sin embargo, no aclara sus características geológicas, ni su composición sustancial, ni su génesis.

En la práctica de los trabajos geológicos de búsqueda y exploración de níquel en Cuba nunca fue confeccionada una clasificación propia para los yacimientos, sin embargo, los distintos tipos de menas si fueron clasificados según los contenidos de diferentes elementos principales formadores de menas. Esta clasificación sistemática, utilizada ya en la época de las compañías transnacionales norteamericanas, satisface en principio las exigencias de la práctica.

De acuerdo con las condiciones aceptadas por esta clasificación se lleva a cabo la exploración de los yacimientos y se realiza el cálculo de las reservas, pero hay que señalar que esta clasificación no refleja ni la posición geológica ni la composición mineralógica de las menas y sucede por ejemplo, en una serie de casos, que en una misma categoría se incluyen materiales de muy diferente composición mineralógica; esto se refleja en sus características técnico-económicas y al contrario, menas de diferentes categorías, por ejemplo LB y FF pueden tener una composición mineralógica muy parecida.

Esa clasificación sistemática no toma en consideración las regularidades morfogenéticas de las menas, por eso, la utilización de la misma tiene un carácter preliminar en el contexto de las investigaciones geológicas de una región dada.

Tomando en cuenta que el término laterita en la literatura geológica contemporánea se

comprende de muy diversas maneras, la subdivisión de menas lateríticas y saprolíticas no da una medida exacta de su alcance y significado y por lo tanto es totalmente condicional e inadecuada. Por ultimo, hay que señalar que la clasificación utilizada en la industria, no refleja las complejidades de las menas a pesar de que la explotación compleja de los yacimientos minerales en el presente representa una tarea de primer orden para las empresas de enriquecimiento mineral.

Desde el punto de vista del esclarecimiento de la génesis y morfología de los yacimientos exógenos ferro-cobalto-niquelíferos, las clasificaciones de las cortezas de intemperismo aplicadas con mayor frecuencia han sido confeccionadas por una serie de autores (Guinzburg, 1963; Nikitin, 1970; Buguel'skiy, 1979; Formell, 1976). Sin embargo, tratando de realizar la sistematización más completa de las cortezas de intemperismo, esos autores le prestaron atención en mayor grado a los datos relacionados directamente con los yacimientos, como por ejemplo, la composición sustancial de las menas y las distintas formas de ocurrencia en ellas de los metales. Como resultado de esto, en lugar de una clasificación unificada de los yacimientos se tuvo una suma ecléctica de clasificaciones confeccionadas sobre diferentes principios. Ofrecer, por tanto, una definición clara y precisa de cualquier yacimiento dado sobre la base de tales clasificaciones es bastante difícil.

Para la confección de la clasificación propuesta se utilizaron los conceptos expuestos en clasificaciones anteriores elaboradas sobre la base de las características morfogenéticas de las cortezas de intemperismo niquelíferas (Buguel'skiy, 1979; Formell, 1976), con las concepciones sobre las formaciones meníferas elaboradas y aplicadas para los yacimientos metálicos endógenos. Este principio ha permitido reunir en una sola clasificación los datos sobre la génesis, morfología, composición mineralógica y metalífera de los yacimientos exógenos relacionados con las cortezas de intemperismo y sistematizarlos sobre la base del método mineralo-menífero-formacional. (Formell Cortina, F. 1976) (ver tabla 9.I y 9.II).

La clasificación morfogenética de las cortezas de intemperismo ferro-cobalto-niquelíferas se complementó con una clasificación especial con los tipos geomorfológicos y las condiciones hidrogeológicas de los diferentes tipos de transferencia de las aguas (tabla 10).

Dado el carácter menífero de las cortezas de intemperismo ferro-cobalto-niquelíferas y con el propósito de analizar e incluir en las clasificaciones de las cortezas de intemperismo los

diferentes tipos de menas, distintos investigadores han brindado su esfuerzo.

La primera experiencia de este tipo de síntesis pertenece a I.I. Edelstein. Sobre la base del estudio detallado de la composición de las menas y de la forma de ocurrencia de los principales elementos formadores de menas, en el ejemplo de muchos yacimientos del mundo, él distinguió dos formaciones de mineralización niquelífera hipergénica, la silicificada y la oxidada. En trabajos posteriores I.I. Edelstein (1982), distinguió la serie de tipos formacionales de menas sobre la base de su filiación formacional y el contenido de los elementos formadores de menas. Los tipos distinguidos fueron agrupados por él en siete subformaciones unificadas, correspondientes a los yacimientos hipergénicos y una subformación sedimentaria asociada con ellos. La denominación de las subformaciones fue dada según los yacimientos y grupos de yacimientos más típicos para cada formación, por ejemplo, (Uralianos del Sur, novocaledonianos, novoakermanovskianos, etc.). Este último convirtió las concepciones abstractas de las formaciones meníferas en ejemplos regionales concretos, pero la utilización de tal clasificación en la práctica es solo posible a través de una gran experiencia en investigaciones regionales.

Antes de exponer en el presente capítulo la clasificación propuesta, se hace necesario establecer los conceptos básicos que serán utilizados en lo adelante y mostrar las diferencias entre los conceptos formación corteza de intemperismo y formación menífera relacionada con la corteza de intemperismo.

Según la definición de V.I. Smirnov (1976), la corteza de intemperismo representa una formación geológica continental de características propias formada gracias a la actividad energética de agentes atmosféricos líquidos y gaseosos y agentes biógenos sobre las rocas frescas. De acuerdo con las concepciones de I.I. Guinsburg (1963), la formación de la corteza de intemperismo incluye, no solo las cortezas de intemperismo residuales (*in situ*, comprendidas las cortezas superpuestas y las de infiltración) sino también las redepositadas y trasladadas a distancias no muy grandes como resultado de la migración coloidal, química o mecánica, es decir, las rocas transicionales o evidentemente sedimentarias, solo si su vínculo con la corteza de intemperismo está indudablemente establecido a partir de la presencia de rocas conglomeráticas y minerales generales, uniones químicas y microelementos característicos para las cortezas de intemperismo. Partiendo de esas definiciones, la corteza de intemperismo y los productos de su redeposición deben verse como una formación

geológica de características propias, equiparable por su significación con las formaciones magmáticas, metamórficas y sedimentarias.

Al mismo tiempo, al igual que el resto de las formaciones geológicas la corteza de intemperismo puede ser menífera o estéril. En el caso de las cortezas meníferas, se considera oportuno el uso del concepto de "formación menífera de la corteza de intemperismo."

En la literatura contemporánea, por formación menífera se comprende generalmente a un grupo de yacimientos análogos por la composición de sus asociaciones minerales estables formados en condiciones genéticas semejantes. Este término fue propuesto por primera vez por Breithaupt (1848), en un trabajo sobre paragénesis minerales y ha sido utilizado para la clasificación de los yacimientos minerales metálicos endógenos por muchos investigadores, comenzando por Beck (1901), comprendidas también bajo el concepto de formación menífera a las asociaciones minerales estables. En la actualidad este concepto tiene varias acepciones que aconsejan su redefinición. Para los yacimientos exógenos de las cortezas de intemperismo este término prácticamente no se ha utilizado, sin embargo, para las cortezas de intemperismo también es posible distinguir formaciones meníferas que incluyen a grupos de yacimientos con una asociación mineral tipomórfica semejante y estable por su composición formada en condiciones geológicas análogas. Lo mismo que para otras formaciones geológicas, con la formación corteza de intemperismo, pueden estar vinculadas una o varias formaciones meníferas.

De igual forma que para los yacimientos minerales hidrotermales en los que se distinguen las formaciones meníferas de paragénesis de cuarzo, sulfuros y carbonatos para la formación corteza de intemperismo se pueden distinguir las formaciones meníferas de paragénesis de óxidos y silicatos. De este modo, de manera análoga a las formaciones meníferas endógenas la denominación de las formaciones de menas exógenas puede ser dada por la predominancia del contenido mineral con el señalamiento de aquellos metales que una mena dada contiene.

La clasificación genético-formacional propuesta para los yacimientos ferro-cobalto-niquelíferos de Cuba ha sido confeccionada de una parte, sobre la base de los principios de la sistemática de la corteza de intemperismo, y de la otra añadiendo los elementos de las formaciones meníferas.

Partiendo del hecho de que las cortezas de intemperismo residuales y los productos de su redeposición cercana, de acuerdo con I.I. Guinsburg

TABLA 9.1.

Clasificación morfogénica de las cortezas de intemperismo.

I. Cortezas de intemperismo residuales		
Subtipos morfológicos	Tipos genéticos de perfiles	Composición sustancial de los productos del intemperismo
Cortezas de manto		
Isométricas	Abreviado	Kerolito-ocroso
Alargadas (pseudo-lineales)	Abreviado	Kerolito-ocroso
Irregulares	Completo	Kerolito-nontronito-ocroso
Cortezas de manto-lineales		
De manto lineales propiamente dichas	Abreviado	Kerolito-ocroso a veces con gibbsita
De manto-grietas	Completo	Kerolito-nontronito-ocroso
Cortezas lineales		
De grietas lineales	Abreviado	Kerolito-ocroso Kerolito-garnierítico
Contacto-grietas	Completo	Kerolito-nontronito-ocroso
Cortezas cársicas		
De manto-cársicas	Abreviado	Ocroso
De contacto-cársicas	No estudiado	Ocroso-arcilloso

TABLA 9.2.

Clasificación morfogénica de los productos de su redeposición.

II. Productos de redeposición de las cortezas de intemperismo		
Rocas sobre las cuales se redepositaron los productos intemperizados	Tipos faciales	Composición sustancial de los productos de redeposición
Cortezas de intemperismo de las ultrabasitas	Deluviales-proluviales	Depósitos ocroso-arcillosos con concreciones de hierro
Rocas carbonatadas carsificadas	Deluviales-aluviales	Depósitos ocroso-arcillosos con concreciones de hierro

I. Cortezas de intemperismo residuales		
Espesor de las cortezas	Ejemplos de cortezas de intemperismo	Ejemplos de yacimientos industriales de níquel
Cortezas de manto		
3-5 m máx.=10-15 m	Pinares de Mayarí, Piloto, Cupeyal, Iberia, Buena Vista	Pinares de Mayarí
3-5 m máx.=10-15 m	El Prado, Los Mulos	Los Mulos Martí
3-5 m máx.=10-15 m	Playa La Vaca, Cupey, Quesigua, Punta Gorda	Punta Gorda
Cortezas de manto-lineales		
20-30 m máx. = 50 m	Moa, Ramona	Moa
10-15 m máx. = 50 m	Sol Líbano, Ocuja, Martí	Sol Líbano, Ocuja, Martí Sur
Cortezas lineales		
20-30 m máx.= 50 m	Regiones de Moa y Levisa	Área de los yacimientos Moa y Martí
10-15 m	Jaragua	No conocido
Cortezas cársicas		
No estudiado	Montecristo	No conocido
No estudiado	Región de Levisa	Áreas del yacimiento Martí

II. Productos de redeposición de las cortezas de intemperismo		
Espesor de los productos	Ejemplos de los productos redepositados	Ejemplos de yacimientos industriales
3-5 m máx. = 27 m	Laderas septentrionales de la sierra de Moa	Flanco N del yacimiento Punta Gorda
1.5-3 m máx. = 75 m	Sierra de Cubitas, San Miguel de los Baños	No conocido

TABLA 10.

Clasificación de las cortezas de intemperismo niquelíferas, residuales de manto, según sus regularidades geomorfológicas.

Cantidad de precipitaciones atmosféricas (mm/cm ² /año)	Características hidrogeológicas módulo de infiltración subterránea (l/seg/km ²)	Espesor de las cortezas (en m)	Tipos de perfiles
Relieve erosivo-tectónico de montañas medias, testigos de erosión elevados sobre el peniplano antiguo; altura absoluta 1300-1200 m, relativa 1000-700 m			
3000-2200	Transferencia de aguas muy intensa 25	No establecido	Incompleto
Superficies peniplanadas elevadas, relictos de un único peniplano antiguo intensamente desmembrado HA = 800-500 m, HR = 500-400 m			
2200-1800	Transferencia de aguas intensa 15-20	Medio 3-5 m Máx. 10-15 m	Abreviado
Relieve de montañas bajas y colinas fuertemente desmembrado, en lugares peniplado HA = 500-100 m, HR = 100-50 m			
1800-1600	Transferencia de aguas de intensidad media 10-15	Medio 5-10 m Máx. 20 m	Completo
Relieve de terrazas de abrasión, escalonadas altas, HA = 500-200 m			
3000-1800	Transferencia de aguas intensa 15-20	Medio 5-10 m Máx. 20 m	Abreviado
Relieve de terrazas de abrasión escalonadas bajas HA = 200-5 m, HR = 10-5 m			
1800-1600	Transferencia de aguas de intensidad media 10-15	Medio 3-5 m Máx 10-15 m	Completo
Llanuras abrasivas, abrasivo-denudativas y denudativas suavemente onduladas y desmembradas			
1000	Difícil transferencia de aguas 1	No establecido	Incompleto

Denominación de los perfiles	Ejemplos de regiones de distribución de las cortezas de intemperismo	Ejemplos de yacimientos industriales de níquel
Relieve erosivo-tectónico de montañas medias, testigos de erosión elevados sobre el peniplano antiguo; altura absoluta 1300-1200 m, relativa 1000-700 m		
Desintegración	Puntos más elevados del sistema montañoso de la Sierra de Nipe, Cristal y Moa. Cima de Loma Mensura, Pico Cristal, El Toldo	No hay
Superficies peniplanadas elevadas, relictos de un único peniplano antiguo intensamente desmembrado HA = 800-500 m, HR = 500-400 m		
Kerolito-ocroso a veces con gibbsita	Meseta de Pinares de Mayarí, Los Mulos, El Prado, Cupeyal, Piloto, Iberia, Buenavista	Pinares de Mayarí
Relieve de montañas bajas y colinas fuertemente desmembrado, en lugares peniplado HA = 500-100 m, HR = 100-50 m		
Kerolito-nontronito-ocroso	Zona periférica de las laderas septentrionales de la Sierra Cristal	Ocuja, Sol Líbano, Ramona, Martí
Relieve de terrazas de abrasión, escalonadas altas, HA = 500-200 m		
Kerolito-ocroso a veces con gibbsita	Atlántico, Cantarrana, Moa, Camarioca, Yagrumaje	Moa, Atlántico
Relieve de terrazas de abrasión escalonadas bajas HA = 200-5 m, HR = 10-5 m		
Kerolito-nontronito-ocroso a veces con gibbsita	Cupey, Quesigua, Playa La Vaca, Punta Gorda	Punta Gorda
Llanuras abrasivas, abrasivo-denudativas y denudativas suavemente onduladas y desmembradas		
Desintegración	Antigua Provincia Las Villas, La Habana y Camagüey	No hay

constituyen una formación geológica única, es posible distinguir dos grupos genéticos de yacimientos exógenos ferro-cobalto-niquelíferos.

1. Yacimientos de la corteza de intemperismo propiamente dichos, entre los cuales en Cuba predominan los de la clase residual. (ver tabla 9.I).
2. Yacimientos sedimentarios, que comprenden la clase de redeposición mecánica formados a cuenta de la redeposición cercana de los productos de la corteza de intemperismo (ver tabla 9.II).

El primer grupo abarca prácticamente a todos los yacimientos conocidos de Cuba, tradicionalmente estudiados desde el comienzo de los años veinte. En la última década, después del primer trabajo de F. Formell Cortina (1974), los yacimientos del segundo grupo descubiertos en Cuba, cada día adquieren mayor significación práctica.

De acuerdo con las regularidades morfológicas, el grupo de los yacimientos residuales se divide en: de manto, lineales y para el grupo de los sedimentarios se distinguen solo el tipo de manto.

En dependencia de las condiciones geomorfológicas y estructuro-tectónicas, la composición sustancial de las menas, su forma y espesor varían y por eso los yacimientos del tipo de manto pueden ser divididos en 4 subtipos morfológicos:

1. Yacimientos desarrollados sobre montañas bajas con cimas en forma de mesetas y alturas absolutas entre 500-800 m s.n.m.
2. Yacimientos desarrollados en los límites de un relieve de colinas intensamente desmembrado con alturas entre 100-500 m.
3. Yacimientos desarrollados sobre las terrazas altas de abrasión con alturas entre 200- 500 m.
4. Yacimientos desarrollados sobre las terrazas de abrasión bajas con alturas entre 5 - 200 m.

Cada uno de estos subtipos morfológicos coincide con cortezas de intemperismo de distinta zonalidad en el perfil y con distinta composición sustancial. Estas diferencias están condicionadas por la acción combinada de los factores microclimáticos y geomorfológicas lo cual se refleja en las condiciones hidrogeoquímicas de una u otra región (Buguelskiy, 1979).

Los yacimientos del tipo morfológico lineal, en dependencia de las condiciones estructuro-tectónicas y litólogo-faciales se dividen en tres subtipos:

1. Lineal de grietas
2. Lineal de contacto
3. De contacto cársico

Entre los yacimientos de manto del grupo genético sedimentario se distinguen dos subtipos morfológicos:

1. Yacimientos que yacen sobre las rocas intemperizadas de composición ultrabásica.
2. Yacimientos que yacen sobre las rocas carbonatadas carsificadas.

En correspondencia con los principios de la sistemática de la corteza de intemperismo elaborados con anterioridad (Nikitina, Vitovskaya, Nikitin, 1971); (Buguelskiy, 1979) para los yacimientos de Cuba se pueden distinguir dos tipos de perfiles:

1. Completo, kerolito-nontronítico-ocroso
2. Abreviado kerolítico-ocroso.

Los perfiles incompletos, a pesar de que a veces muestran una elevación del contenido de metales en relación con el contenido medio de las rocas madres, no llegan a formar yacimientos.

El perfil de la corteza de intemperismo en los yacimientos de contacto-cársico no está estudiado.

En los yacimientos del grupo sedimentario (redeposición) falta el perfil mineralo-geoquímico de la corteza. Sin embargo, hay que señalar, que los productos de redeposición de las cortezas siempre culminan en un horizonte de ocres inestructuro-texturales con concreciones de hierro.

Según la *composición sustancial*, las menas de todos los yacimientos exógenos de la corteza de intemperismo, con independencia del grupo genético y los distintos tipos y subtipos pueden ser divididos en dos tipos:

1. Yacimientos de paragénesis mineral oxidada.
2. Yacimientos de paragénesis mineral silicatada.

En los minerales de la paragénesis de oxidación, el níquel y el cobalto se encuentran preferentemente en la estructura de las redes cristalinas donde ellos sustituyen isomórficamente al hierro y al magnesio.

En los minerales de la paragénesis silicatada, la parte fundamental del níquel también se encuentra en las redes cristalinas sustituyendo isomórficamente al hierro y al magnesio, pero el cobalto, frecuentemente, no se acumula.

Las asociaciones minerales tipomórficas de ambas paragénesis están acompañadas permanentemente de la presencia de fases roentgenomorfos de variable composición ferro-silicatada. Las investigaciones detalladas de I.V. Vitovskaya (1982), mostraron que estas fases cristalinas, pueden considerarse como la fuente más importante de la mineralización niquelífera.

Los yacimientos con paragénesis mineral oxidada incluyen las formaciones meníferas de las menas ferrosas goethito-hematíticas y las menas goethito ferro-cobalto-niquelíferas.

Por otra parte, los yacimientos de paragénesis mineral silicatada incluyen las formaciones meníferas nontronito-niquelífera y serpentino-niquelífera.

Los minerales principales de la formación menífera goethito-hematítica están representadas por la goethita, hematita, gibbsita, halloysita y los accesorios magnetita, cromo espinelas y minerales de magnesio. Las menas de esta formación están distribuidas prácticamente en todos los yacimientos del tipo de manto.

Los minerales principales de la formación goethito-ferro-cobalto-niquelífera están representados en primer lugar por la goethita y como accesorios la magnetita, gibbsita, cromo espinelas, minerales del grupo de la serpentina y minerales de manganeso. Las menas de esta formación predominan, prácticamente, en todos los yacimientos del tipo de manto, en algunos yacimientos del tipo lineal y también se encuentran en los yacimientos sedimentarios (re-deposición mecánica).

Los minerales principales de la formación nontronito-niquelífera están representados por la nontronita, los minerales del grupo de la serpentina y los hidróxidos de hierro, como

accesorios ocurren, cromo espinela, magnetita y los minerales de manganeso. Las menas de esta formación están distribuidas en los yacimientos del tipo de manto formados en las regiones de un relieve de colinas y en menor grado sobre las terrazas de abrasión bajas. En la región metalogénica de Camagüey se desarrolla el yacimiento multigeneracional de San Felipe con un perfil complejo y la presencia de abundante sílice libre. Están también ampliamente distribuidos en los yacimientos sedimentarios redepositados sobre las ultrabasitas intemperizadas.

Los minerales principales de la formación serpentino-niquelífera están representados por los minerales del grupo de la serpentina, saponita, nontronita e hidróxidos de hierro, como accesorios cromo espinela, magnetita y minerales de manganeso. Las menas de esta formación están distribuidas, prácticamente, en todos los yacimientos, pero actualmente ellas tienen poca significación práctica.

La caracterización más detallada de las formaciones meníferas se mostrará a continuación mediante la descripción de algunos yacimientos típicos de Oriente que han sido tomados como ejemplo. (ver fig. 14).

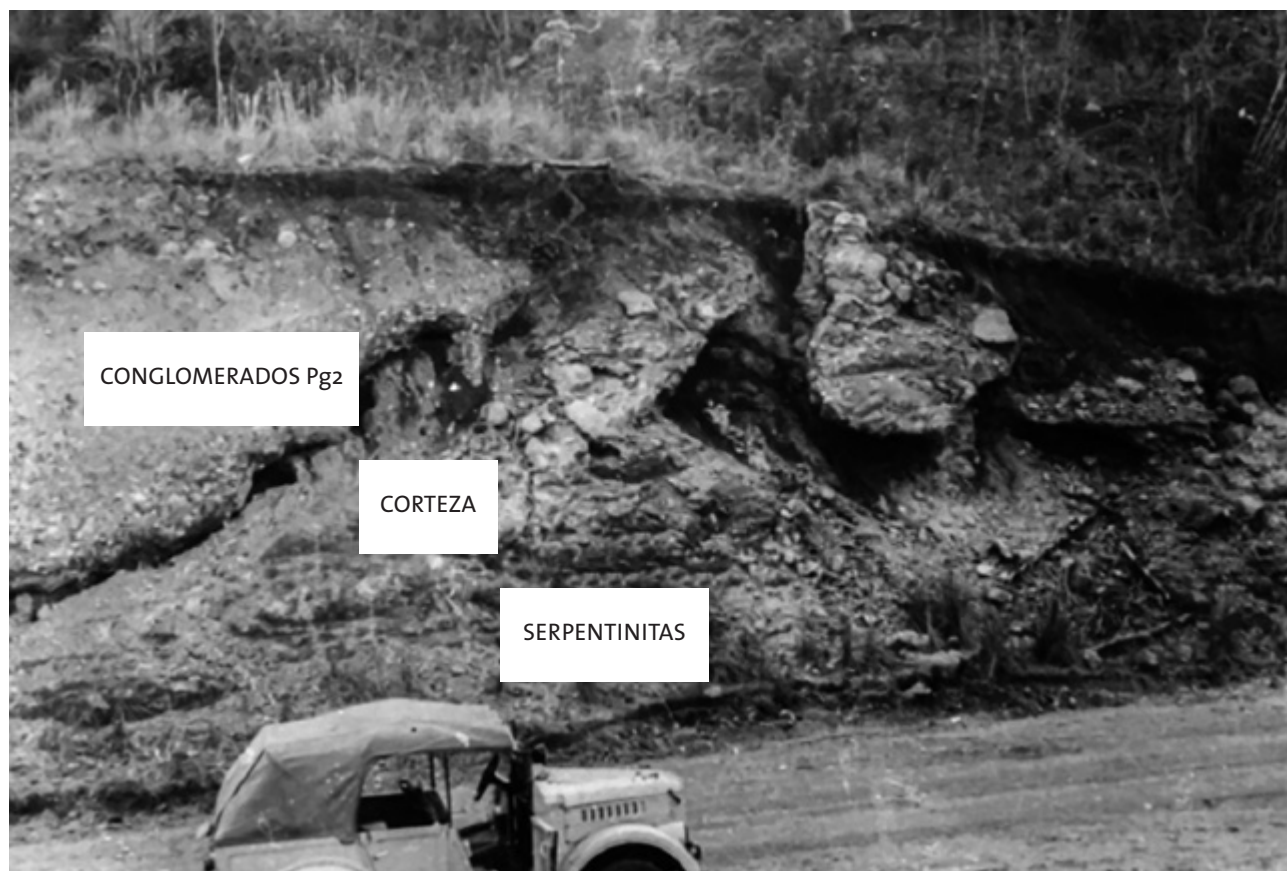


FIG. 14. Corteza lineal de contacto y lineal de grietas entre serpentinitas y conglomerados del Eoceno, región de Jaragua.

TABLA 11.

Clasificación genético-formacional de los yacimientos ferro-cobalto-niquelíferos de Cuba.

Grupos genéticos y clases de yacimientos	Tipos morfológicos de Yacimientos	Subtipos morfológicos de Yacimientos	Tipos de Perfiles meníferos	Paragénesis Mineral	
Yacimientos de la corteza de intemperismo (residuales)	De Manto	Yacimientos en Montañas bajas con cimas en forma de mesetas (800-500 m)	Abreviado Kerolito Ocroso	Oxidada	
		Yacimientos sobre las premontañas acolinadas (500-100m)	Completo kerolito-nontronítico-ocroso	Silicatada Oxidada	
		Yacimientos sobre las terrazas de abrasión altas (200-500 m)	Abreviado kerolito-ocroso	Oxidada	
		Yacimientos sobre las terrazas de abrasión bajas (5-200 m)	Completo kerolito-nontronítico-ocroso	Silicatada Oxidada	
	Lineales	De grietas lineales	Abreviado Kerolito-Ocroso	Oxidada	
		De contacto-Lineales	Completo kerolito-nontronítico-ocroso	Silicatada	
		Cársicas de Contacto	Falta	Silicatada	
	Yacimientos Sedimentarios o Redeposición	De Manto	Yacimientos sobre las ultrabasitas Serpentinizadas		Oxidada Silicatada
			Yacimientos sobre las rocas carbonatadas carsificadas	Falta	Oxidada

Formaciones Meníferas	Minerales Principales	Tamaño de los Yacimientos	Ejemplos de Yacimientos
Ferrosa-goethito-hematito-Fe-Co-Ni y serpentino-nontronito-niquelífera	Goethita, hematita-goethita, nontronita, saponita, serpentina	Grandes	Pinares de Mayari, El Prado, Piloto, Cupeyal, Iberia, Buenavista
Goethito-Fe-Co-Ni, Nontronito-niquelífera y serpentinito-niquelífera	Goethito nontronito serpentina	Grandes Medianos	Ocuja, Sol Libano, Flanco N de Martí
Ferrosa-goethito-hematítica, Goethito-Fe-Co-Ni-serpentinito-nontronito-niquelífera	Goethita, hematita-goethita serpentina nontronita	Grandes	Atlántico, Moa, Las Camariocas
Goethito-hematítica, Goethito-Fe-Co-Ni y nontronito-niquelífera,	Goethita, hematita, goethito nontronita	Grandes Medianos	Punta Gorda, Cupey, La Delta, Playa la Vaca
Ferrosa-goethito-hematito-Goethito-Fe-Co-Ni nontronito-niquelífera	Goethita, hematita, goethito nontronita	Medianos	Sectores de Moa y Martí
Nontronito-niquelífera	nontronita	Manifestaciones	Jaragua
Kerolito-garnierítica	Kerolita, garnierita	Manifestaciones	Sectores de Martí
Goethito-Fe-Co-Ni, Nontronito-niquelífera	Goethito nontronito	Medianos	Flanco Norte de Punta Gorda, Camarioca Norte y Este
Goethito-Caolinitica	Goethito	Manifestaciones	Sierra de Cubitas, San Miguel de los Baños

CAPÍTULO 6

METALOGENIA EXÓGENA DE CUBA

La clasificación genético-formacional para los yacimientos ferro-cobalto-niquelíferos expuesta más arriba, constituye la base para realizar el análisis metalogénico integral de todos los yacimientos de origen exógeno de Cuba.

El concepto de metalogenia fue introducido por primera vez en la práctica geológica, al final del siglo XIX, por el geólogo francés De Lon. Este término tuvo una gran aceptación en la literatura geológica soviética al final de la década del 40. El desarrollo de las investigaciones metalogénicas en estos años vinculados en primer lugar con los trabajos fundamentales de S. Smirnov y Y.A. Bilibin los cuales, por derecho propio, se consideran la base del análisis metalogénico regional. Los éxitos de los geólogos soviéticos alcanzados en los años 60 y 70 trajeron como consecuencia la aparición de una nueva disciplina, la Metalogenia, la cual actualmente se considera una rama indispensable de las ciencias geológicas.

La Metalogenia estudia las regularidades de la formación espacial y distribución de los yacimientos minerales en la corteza terrestre vinculados con la historia de su desarrollo geológico.

En las investigaciones metalogénicas se separan 4 direcciones principales.

1. Metalogenia general, cuya tarea es el conocimiento de los fundamentos teóricos y de los principios generales del análisis metalogénico regional.
2. Metalogenia regional
3. Metalogenia de las regiones minerales
4. Metalogenia de los elementos aislados.

Los objetivos de las investigaciones metalogénicas se vinculan generalmente con los yacimientos minerales endógenos. Los yacimientos exógenos y sobre todo los relacionados con las cortezas de intemperismo no han entrado en el círculo de intereses de los geólogos que han sentado las bases teóricas de la metalogenia, a pesar que el papel de las cortezas de intemperismo como fuente de minerales metálicos, es actualmente totalmente reconocido.

Por otra parte, una gran cantidad de investigaciones dedicadas a las regularidades de la formación y distribución de las cortezas de intemperismo meníferas y de los yacimientos

minerales exógenos asociados con ellas son metalogénicas por su esencia, a pesar que el término metalogenia no se utiliza generalmente en las mismas.

Una gran cantidad de literatura dedicada al estudio de las cortezas de intemperismo meníferas y los yacimientos minerales vinculados a ellas, tanto en Cuba como en la URSS, no incluyen aspectos metalogénicos; sin embargo, nosotros consideramos posible y oportuno la aplicación de los logros del análisis metalogénico a los yacimientos exógenos de Cuba. Su utilización ha de permitir realizar, desde posiciones científicas, el pronóstico de los yacimientos minerales y fundamentar adecuadamente la dirección de los trabajos de búsqueda.

En el presente capítulo se examinan las cuestiones principales que deben ser tomadas en cuenta durante el análisis metalogénico de los yacimientos exógenos de Cuba.

El análisis metalogénico consiste en un conjunto de métodos con ayuda de los cuales se pueden establecer las regularidades de la distribución de los yacimientos minerales en la corteza terrestre. En relación con los yacimientos exógenos de Cuba, este conjunto de métodos son los climatológicos, geomorfológicos, estructuro-tectónicos, petrográficos, hidrogeológicos, hidrogeoquímicos e hidrodinámicos. Estos métodos permiten examinar por separado distintos aspectos de los fenómenos geológicos como parte de un proceso único y en conjunto ellos permiten la generalización científica de los resultados obtenidos. La utilización de las posibilidades de cada uno de estos métodos permite mostrar el papel de los factores principales que conducen a la formación de las cortezas de intemperismo meníferas, establecer la manera como se subordinan unos a otros y determinar el grado y la forma en que deberán actuar de conjunto para formar yacimientos minerales exógenos. La importancia de estos factores ha sido examinada detalladamente en una serie de publicaciones y también en el curso de la presente monografía.

Debido a que la metalogenia es la ciencia de las regularidades de la formación y distribución de los yacimientos minerales en el espacio y en el tiempo, la utilización de los conceptos de "provincia metalogénica" y "época metalogénica" tienen una importancia fundamental. La correcta separación de los mismos, su caracterización detallada y su análisis brinda la posibilidad de mostrar las principales regularidades de la evolución

metalogénica de la corteza terrestre, sus principales elementos estructurales y atestiguar sobre el carácter irreversible de los procesos metalíferos durante el desarrollo geológico de nuestro planeta.

En Cuba, es posible distinguir un cinturón metalogénico de dirección sublatitudinal con una extensión de cerca de 1000 km y un ancho de 3-70 km formado por las rocas de la asociación ofiolítica sobre las cuales se forman potentes cortezas de intemperismo. Este cinturón ocupa la parte septentrional de la provincia Caribe-Antillana de mineralización hipergénica ferro-cobalto-niquelífera distinguida por I. I. Edelstein y se caracteriza por la definición estricta del complejo de yacimientos exógenos y la especialización metalogénica ferro-cobalto-niquelífera bien diferenciable de otras regiones. Por cuanto en la asociación ofiolítica entran rocas del complejo intrusivo básico (gabros y gabroides), ellas representan la fuente de aluminio para algunas manifestaciones y yacimientos pequeños formados como resultado de los procesos de intemperismo de las rocas básicas.

El cinturón metalogénico de Cuba puede ser subdividido en tres regiones:

1. Occidental
2. Central
3. Oriental

La región metalogénica occidental incluye el yacimiento niquelífero relativamente pequeño de Cajalbana y los yacimientos de bauxitas de San Francisco y Sierra Azul, formados a cuenta de la destrucción y redeposición de yacimientos de épocas metalogénicas más antiguas.

La región central incluye yacimientos de níquel, algunos pequeños como San Miguel de los Baños en Matanzas y otros potentes como San Felipe en la provincia de Camagüey.

La región metalogénica oriental tiene la mayor importancia industrial, en ella entran prácticamente la mayoría de los grandes yacimientos de Cuba. La creciente necesidad de estos recursos minerales plantea a los investigadores la tarea de elaborar criterios locales de pronóstico. Esta tarea debe ser cumplida con ayuda del análisis metalogénico.

El amplio desarrollo del complejo intrusivo básico en esta región permite considerar que, tras el primer hallazgo de bauxitas lateríticas de alta calidad, pueden ser descubiertos mayores yacimientos de bauxitas. La estrecha correspondencia de las regiones metalogénicas señaladas con el complejo de rocas de la asociación ofiolítica representa el criterio más

importante para la búsqueda de yacimientos minerales exógenos.

Dentro del cinturón ofiolítico, las elevaciones en forma de meseta con una intensa transferencia de aguas representan los lugares perspectivas para la búsqueda.

Como fue mostrado anteriormente, las condiciones de intensa transferencia de aguas y de intensidad media, son muy favorables para la formación de cortezas de intemperismo niquelíferas y bauxíticas y consecuentemente, de yacimientos minerales respectivos.

A partir de los procesos de acumulación residual, tanto en las cortezas de intemperismo niquelíferas como bauxíticas, a lo largo de todo el cinturón metalogénico exógeno de Cuba se han desarrollado importantes procesos de redeposición de los materiales residuales, los cuales se han concentrado ulteriormente, tanto como proluvios y deluvios o como aluvios y terrazas aluviales, produciendo concentraciones minerales metálicas no solo de níquel y aluminio, sino también de cromo, manganeso, hierro y oro. Por eso es imprescindible en el análisis metalogénico exógeno incluir los procesos de redeposición y sus productos que en muchos casos pueden tener importancia económica.

Una tarea importante, además del establecimiento de las regularidades de la distribución de los yacimientos minerales exógenos, la constituye el establecimiento de la edad de las épocas metalogénicas en Cuba. Esta cuestión está vinculada estrechamente con la edad de las cortezas de intemperismo meníferas. El problema de la edad de las cortezas de intemperismo ha sido estudiado por numerosos investigadores utilizando distintos criterios directos e indirectos.

Durante su prolongada historia geológica, el territorio de Cuba fué expuesto, repetidas veces, a las transgresiones marinas alternadas con periodos bastante prolongados de desarrollo continental. Considerando una influencia permanentemente favorable del clima tropical húmedo pudieron formarse en estos periodos cortezas de intemperismo lateríticas. Esto se evidencia por el hallazgo de los productos de su redeposición en las secuencias sedimentarias de diferentes edades. Como fue señalado por Finkó V.I., Korin I.Z. y Formell F. (1967), en los conglomerados maestrichtianos fueron descubiertos cantos de serpentinitas intemperizados en diferente grado; esto les permitió a esos autores considerar la existencia de una potente corteza de intemperismo premaestrichtiana. Estos propios autores señalan la existencia

de ocrización férrica en los cantos y gujarros de los sedimentos postoligocénicos. En muchas provincias de Cuba se han encontrado productos intemperizados lateríticos en los depósitos del mioceno inferior.

La erosión intensa de las cortezas prepliocénicas se confirman por las numerosas concreciones de hierro existentes en los limos rojos y gujarros de la formación Zapata de edad Plioceno desarrollada en la provincia de Matanzas. En todos los casos de hallazgos de indicios de cortezas de intemperismo antiguas, los distintos investigadores han subrayado su destrucción y descrito los productos de su redeposición cuyos componentes útiles no tienen importancia industrial, pero una muy importante excepción lo constituye el potente yacimiento de San Felipe situado en la provincia de Camagüey. En este lugar, como se ha descrito, ocurren varias generaciones de cortezas de intemperismo, allí los productos relictos de los procesos de erosión antiguos, así como los productos de una corteza actual, coexisten espacialmente. A pesar de que la edad exacta de los productos de la antigua corteza de intemperismo erodada no puede establecerse con seguridad, conocemos que ellos rellenan las concavidades cársicas de las calizas de edad cretácico inferior y medio que se desarrollan al norte de la Sierra de Cubitas, y por tanto son más jóvenes, pero su formación solo pudo ocurrir a partir que en Cuba se estableció el periodo de desarrollo neoplatafórmico y se crearon condiciones de estabilidad tectónica, probablemente a partir del Mioceno. Sin embargo, Magaz A. (2011) señala que en los conglomerados basales de la formación Nuevitas del Eoceno Superior-Oligoceno aparecen cantos rodados de ultrabasitas intemperizadas lo que situaría el comienzo de la formación de la antigua corteza de intemperismo de Camagüey, de la cual San Felipe es un testigo de erosión y los suelos rojos acumulados al norte de la sierra Cubitas, los productos de su redeposición mucho antes de lo considerado hasta ahora.

Cortezas de intemperismo sobre las rocas de la asociación ofiolítica enterradas por sedimentos más jóvenes no han sido encontradas.

En sentido general y con la excepción del yacimiento San Felipe, las potentes cortezas de intemperismo meníferas que se observan actualmente sobre las rocas de la asociación ofiolítica en el nordeste de Cuba comenzaron a formarse, según la opinión de la mayoría de los investigadores, en el Plioceno y tienen por tanto una edad Plioceno-Cuaternaria.

Con la última gran regresión cuando, a partir del Mioceno, las distintas islas del paleoarchipiélago cubano se unieron en una sola gran isla, y posteriormente, durante todo el Plioceno y el Cuaternario subsistieron condiciones de desarrollo continental estable que permitieron el desarrollo constante de las cortezas de intemperismo.

Por cuanto, precisamente con estas cortezas están relacionados los mayores yacimientos niquelíferos y también los yacimientos y manifestaciones de bauxitas, se puede considerar la época metalogénica del Plioceno-Cuaternario como la más productiva de Cuba.

En lo que se refiere a las épocas metalogénicas anteriores coincidentes con el tiempo de formación de las cortezas de intemperismo más antiguas, su distinción y valoración son muy problemáticas actualmente debido a que aún no se han descubierto cortezas de intemperismo pre-eocénicas in situ en Cuba. Recomendaciones de pronóstico para la búsqueda de yacimientos de épocas metalogénicas más antiguas bajo la cubierta de los depósitos sedimentarios del Paleógeno-Neógeno no la han ofrecido, hasta ahora, ni siquiera los partidarios de la edad antigua de la corteza de intemperismo.

Los materiales expuestos confirman las amplias posibilidades del análisis metalogénico aplicado a los yacimientos exógenos de Cuba.

En el análisis metalogénico para los yacimientos minerales de origen exógeno podemos usar el concepto de formación geológica menífera al igual que para los yacimientos minerales de origen endógeno.

Por formación geológica menífera consideramos la unidad geológica que contiene las menas de origen exógeno. En el caso de los yacimientos residuales es la propia corteza de intemperismo la formación geológica menífera. En el caso de los productos de redeposición de las cortezas de intemperismo enriquecidos y convertidos en menas son ellos la formación geológica menífera constituyente.

Para el análisis metalogénico, otras formaciones geológicas pueden ser distinguidas:

Por formación geológica encajante se comprende la unidad geológica donde las menas están encajadas; es el substrato geológico que contiene la mineralización útil. En el caso de las cortezas de intemperismo residuales meníferas niquelíferas la formación geológica encajante serán las rocas de composición ultrabásica subyacentes, o las rocas de composición básica en

el caso de menas alumínicas residuales o, por ejemplo, las calizas organógenas del Eoceno Medio en el caso de las menas manganíferas exógenas de Charco Redondo.

Las menas exógenas resultantes de procesos de redeposición o sedimentación pueden poseer formaciones geológicas encajantes muy diferentes, sin relación genética relacionable con las menas que ellas encajan.

Por formación geológica generadora se comprende la unidad geológica que genera la mineralización exógena útil. En el caso de las menas residuales niquelíferas y alumínicas, las formaciones geológicas generadoras serán las rocas de composición ultrabásica y básica respectivamente. En el caso de los sombreros de hierro, en el ejemplo del yacimiento Brookling y otros, será la formación geológica primaria de los sulfuros masivos, la formación generadora. En el caso de las menas sedimentarias de Charco Redondo, por ejemplo, será la formación geológica del arco volcánico del Paleógeno, la formación geológica generadora de estas menas.

Por formación geológica formadora se comprende la formación geológica donde se forman las menas exógenas. Este concepto pudiera estar sujeto a confusión en relación a los conceptos anteriores de formación geológica menífera y formación geológica generadora respectivamente, por eso el autor quiere poner varios ejemplos:

En el caso de las menas niquelíferas residuales de la corteza de intemperismo de las rocas ultrabásicas, la formación geológica menífera serán las menas oxidadas o silicatadas o ambas de la corteza de intemperismo

La formación geológica generadora serán las rocas ultrabásicas donde se desarrollan las cortezas de intemperismo, y la formación geológica formadora serán las cortezas de intemperismo propiamente dichas donde se forman las menas de níquel. Igualmente puede razonarse para las menas exógenas producto de los procesos de redeposición proluviales, deluviales, aluviales o incluso sedimentarias.

Por ejemplo, en el caso del yacimiento Brookling, la formación geológica menífera será el sombrero de hierro que contiene las menas, la formación geológica generadora serán las menas primarias de sulfuros masivos, y la formación geológica formadora será la corteza de intemperismo que formó el sombrero de hierro a partir de las menas sulfurosas primarias.

Durante el análisis metalogénico exógeno puede ocurrir que no se conozcan las formaciones geológicas generadoras, o formadoras que controlaron los procesos de mineralización útil y, por tanto, hay que introducir en el análisis un nuevo concepto que es de la fuente hipotética de la mineralización. Este concepto se aplica sobre todo a aquellas menas, como las bauxitas de Pan de Guajaibón, Sierra Azul, o Manga Larga, cuyas formaciones geológicas tanto generadoras como formadoras se desconocen del todo y hay que asumir entonces, hipotéticamente su posible origen y naturaleza.

Los conceptos y definiciones antes expuestos de formaciones geológicas meníferas, encajantes, generadoras y formadoras son el enlace metalogénico con las acumulaciones minerales de origen endógeno y permiten, a partir del análisis metalogénico para las acumulaciones minerales exógenas, enlazarlas con las fuentes endógenas de las mismas y de esa manera crear una potente base científica para la búsqueda de las fuentes originales de mineralización endógena. (ver fig. 15).

Cuba, por su constitución geológica, las condiciones de su evolución, la estabilidad en el tiempo geológico de su clima, y las características geomorfológicas, hidrogeológicas, hidrogeoquímicas e hidrodinámicas favorables, ha sido y es un paraíso para el desarrollo de los procesos del intemperismo químico de las rocas y para la ulterior dinámica de los productos del intemperismo que se forman y que dan lugar además de las acumulaciones meníferas residuales, a otras menas resultantes de los procesos de redeposición proluvio-deluvio-aluviales y sedimentarios.

A continuación, se expone la tabla de las formaciones metalogénicas-complejos de formaciones geológicas y meníferas que incluye todos los factores que condicionan la formación y desarrollo de los yacimientos de origen exógeno de Cuba y posibilitan, por tanto, el análisis metalogénico de los mismos, su prognosis y la de sus equivalentes endógenos

En la tabla se distinguen las zonas y subzonas estructuro-metalogénicas, las formaciones meníferas, los tipos formacionales de yacimientos y sus ejemplos, la interpretación genética, la época metalogénica de formación, las formaciones geológicas participantes, meníferas, encajantes, generadoras y formadoras y además consideraciones sobre las fuentes hipotéticas de la mineralización.

FIG.15.

Posición de los yacimientos y depósitos exógenos en relación con los diferentes tipos genéticos de mineralización metálica presentes en Cuba.

			Génesis					
			Magmático			Contacto Metasomático		
			G	M	P	G	M	P
Tipos	Cr	Metalúrgica			●			
		Refractaria		●	●			
	Fe	Skarn Hematito-Magnetito					●	●
		Hematito-Limonítico						
	Mn	Todorokito-pirolusítico-silicea y psilomelana						
	Cu	Calcopirítica						
		Pirito-calcopirítica						
	Cu-Mo	Calcopirito-molibdenítica						
	Pb-Zn	Pirito-esfalerita-galenita						
	Au	Auro-cuarzo-arsenopirítica						
		Auro-cuarcífera con sulfuros						
		Auro-lisvinítica						
		Oro nativo						
	W	Ferberítica						
	Ni-Co-Fe	Goethito-ferro-cobalto-niquelífera						
		Nontronito-serpentino-niquelífera						
	Al	Diásporo-bohemito-goethita						
S	Pirítica							

G: Grande

M: Mediano

P: Pequeño

Génesis									
Hidrotermal			Intemperismo			Sedimentario			Ejemplos de Depósitos
G	M	P	G	M	P	G	M	P	
									51 Calcedonia
									57 Merceditas
		●							53 Santiago 31 Loma Venturilla
				●	●				3 Hierro
	●	●						●	45 Charco Redondo 23 Amaro
●		●							8 Matahambre 50 El Cobre
	●	●							1 Unión 4 Hierro
		●							62 Isabelita 43 Guáimaro
	●	●							7 Santa Lucia 6 Castellano
	●								58 Delita
		●							32 San José 38 Jobosí
		●							34 Descanso 35 Melonera
								●	49 Yabasón
		●							59 Lela
			●	●	●	●		●	55 Moa 56 Punta Gorda
			●	●	●				54 Martí
								●	12 Sierra Azul
●		●							30 Carlota 29 Guachinango

CAPÍTULO 7

FORMACIONES METALOGÉNICAS, COMPLEJOS DE FORMACIONES GEOLÓGICAS Y MENÍFERAS

TABLA 12. (INICIO)

Tabla de las formaciones metalogénicas-complejos de formaciones geológicas y meníferas. Formaciones metalogénicas de los yacimientos vinculados con las cortezas de intemperismo.

Zona estructuro-metalogénica	Subzona	Formaciones meníferas y elementos que las constituyen			Interpretación genética
		Formación Menífera	Tipos formacionales de yacimientos	Ejemplo de yacimientos tipos	Génesis de la mineralización a) forma original de la concentración mineral b) transformaciones
1	2	3	4	5	6
Corteza oceánica	Nipe-Cristal-Baracoa	Goethito-cobalto-niquelífera	I. METALES FERROSOS Oxidados, cobalto-niquelíferos (cuerpos en forma de manto que siguen las irregularidades del relieve)	Pinares de Mayarí	Residuales de las CI a) concentración hipergénica residual b) procesos locales de redeposición
		Serpentino nontronito-niquelífera	Silicatado cobalto-niquelíferos (Cuerpos en forma de manto. Desarrollo a profundidad por grietas y fallas)	Grupo Nicaro	Residuales de la CI a) concentración hipergénica residual b) procesos de infiltración y redistribución de los elementos útiles
		Goethito ferro-cobalto niquelífera y ferrosa goethito-hematítica	Oxidados ferro-cobalto niquelíferos. Cuerpo en forma de mantos. Es frecuente las menas re-depositadas finamente estratificadas	Punta Gorda	Redeposición mecánica de las CI a) concentración hipergénica residual b) transporte y redeposición mecánica

Época metalogénica	Tipo de formaciones geológicas metalogénicas				Fuente hipotética de la mineralización	Tipos de formaciones metalogénicas (criterios formacionales para la distinción de las regiones meníferas)
	Menífera encanjante	Menífera	Menífero generadora	Menífero formadora		
7	8	9	10	11	12	13
Plioceno-Cuaternario	Rocas ultrabásicas	Corteza de intemperismo de las rocas ultrabásicas. Horizonte de ocre texturales	Rocas ultrabásicas de las formaciones gabro peridotítica y dunito-harzburguítica	Corteza de intemperismo en sentido general		
Plioceno-Cuaternario	Rocas ultrabásicas	CI de las rocas ultrabásicas. Horizonte de nontronitas y serpentinitas lixiviadas	Las rocas ultrabásicas de las formaciones gabro-peridotíticas y dunito-harzburguíticas	CI en sentido general		
Cuaternario	Rocas ultrabásicas y CI preexistentes que recibieron los redepositos	Los productos de redeposición de las CI	CI in situ desarrolladas en cotas hipsométricas más elevadas	CI residuales en sentido general (las menas redepositadas lo fueron ya como menas sin cambios significativos)		

TABLA 12. (CONTINUACIÓN)

Tabla de las formaciones metalogénicas-complejos de formaciones geológicas y meníferas. Formaciones metalogénicas de los yacimientos vinculados con las cortezas de intemperismo.

Corteza oceánica	Camaguey	Serpentino-nontronito-niquelífera	Silicatado, cobalto-niquelífero. Cuerpos en forma de mantos bolsones; desarrollo a profundidad por grietas y fallas	San Felipe	Residuales de la CI multigeneracionales. Concentración hipergénica residual sobre antiguas cortezas erodadas y lavadas
	Nipe-Cristal-Baracoa	Cromo espinelogoethítica residual	Oxidados. Cuerpos en forma de mantos en el horizonte superior de la CI. Mineralización diseminada residual	Tau	Residuales de las cortezas ultrabásicas y básicas en las cercanías de los cuerpos primarios de cromitas
		Cromo espinelítica de placeres	Oxidados. Cuerpos estratiformes con mineralización concentrada en lentillas en las terrazas fluviales y áreas proluviales	Deseada II	Placeres, acumulaciones proluvio-aluviales. Redeposición mecánica
		Ferrosa goethito-hematítica	Oxidados. Cuerpos en forma de manto. Horizonte superior de la CI de las rocas ultrabásicas	Moa	Residuales de las CI de las rocas ultrabásicas. a)Concentración hipergénica residual b)Procesos locales de rededeposición mecánica
		Goethito-hematítica	Oxidados. Cuerpos en forma de capas. Mineralización concentrada	Colas de Moa y Nicaro	Depósitos antropogénicos. Colas de los procesos tecnológicos de enriquecimiento de níquel y cobalto

Mioceno superior–Cuaternario		CI de las rocas ultrabásicas. Horizonte de las nontronitas y serpentinitas lixiviadas con abundante sílice libre	Las rocas ultrabásicas de la formaciónes gabro peridotítica y dunito-harzburguíticas	En los testigos de erosión de antiguas CI		
Plioceno-Cuaternario		Horizonte superior de las CI de las rocas ultrabásicas y básicas en las cercanías de cuerpos de cromita	Rocas ultrabásica y básica, principalmente dunitas y gabros con cuerpos de cromitas asociados de tipo schlieren	Cortezas de intemperismo en las cercanías de los cuerpos de cromita primarios		
Cuaternario	Rocas ultrabásicas de los macizos fuentes, en sus laderas y rocas vulcanógeno-sedimentarias en la periferia de aquellas	Acumulaciones proluvio-aluviales	Rocas ultrabásicas y básicas con cuerpos de cromita y sus CI correspondientes que enriquecieron los contenidos de cromo espinela	CI de las rocas ultrabásicas y básicas con cuerpos de cromita		
Plioceno-Cuaternario		Horizonte superior de la CI de las rocas ultrabásicas	Rocas ultrabásicas serpentinizadas	CI de las rocas ultrabásicas		
Actual	No procede	Depósitos antropogénicos	CI de las rocas ultrabásicas	No procede		

TABLA 12. (CONTINUACIÓN)

Tabla de las formaciones metalogénicas-complejos de formaciones geológicas y meníferas. Formaciones metalogénicas de los yacimientos vinculados con las cortezas de intemperismo.

Margen continental septentrional	Esperanza	Goethito-limonítica	Oxidados. Pequeños cuerpos de forma irregular. Menas masivas	Brooklyn	Residuales. Sombreros de hierro. Zona de oxidación de las menas sulfurosas. Procesos de oxidación intensa
Arco volcánico paleógeno	Guisa-Los Negros Íris-Joturo	Pirolusito-psilomelánica	Oxidados. Cuerpos en forma de manto-bolsones. Mineralización diseminada en lateritas (Granzón) (perdigones)	Iris-Joturo	Residuales lateríticos. Cl manganíferas sobre calizas (Granzón)
		Psilomelano-pirolusítica	Oxidados. Cuerpos en forma de capas, estratificados. Mineralización masiva	Charco Redondo	Sedimentarios. a)concentración mineral a partir de Cl manganíferas b)soluciones ascendentes vertidas en las cuencas, o ambas
Margen continental septentrional	Placetas	Pirolusito-psilomelánica	Oxidados. Cuerpos en forma de bolsones. Rellenos cársicos	Amaro	Redepositados. Cubierta laterítica mangano-ferruginosa

Cuaternario	Las formaciones Esperanza o San Cayetano	CI (sombro) coincidente con el nivel litológico estratigráfico de yacimientos piritosos y pirito polimetálicos	Formación menífera piritosa (menas sulfurosas primarias)	CI del nivel litológico estratigráfico de yacimientos piritosos y pirito polimetálicos		
Plioceno-Cuaternario	Calizas de la Fm Charco Redondo	Lateritas con perdigones de hierro y manganeso (Granzón)	Formaciones El Cobre y Charco Redondo	CI a partir de las rocas de las formaciones Cobre y Charco Redondo		
Eoceno Medio	Parte superior (tope de la Fm Cobre y calizas de la formación Fm Charco Redondo)	Parte superior (tope de la Fm Cobre y calizas de la Fm Charco Redondo)	Rocas vulcanógenas de composición básica del arco volcánico paleógeno	CI desarrolladas en las partes emergidas del AV paleógeno cuyos productos se depositaron en cuencas marginales del arco	Eventualmente puede considerarse actividad hidrotermal volcánica submarina singenética con los paquetes sedimentarios de El Cobre y Charco Redondo	
Cuaternario	Calizas de la Fm Amaro y brechas del Maestrichtiano	Cubierta laterítica ferro-mangánifera con peder-nales	Pedernales y argilitas con manganeso de la formación Santa Teresa	Productos de la CI posteriormente redepositados en bolsones cársicos		

TABLA 12. (CONTINUACIÓN)

Tabla de las formaciones metalogénicas-complejos de formaciones geológicas y meníferas. Formaciones metalogénicas de los yacimientos vinculados con las cortezas de intemperismo.

Corteza oceánica	Nipe Cristal Baracoa	Gibosito-caolinítica	II METALES NO FERROSOS Oxidados. Cuerpos en forma de manto y bloques en una masa caolinítica. Nidos y vetillas	Cantarrana	Residuales de las CI de las rocas básicas. Concentración hipergénica residual
Margen continental septentrional	Sierra del Rosario Norte	Diasporo-goethito-hematítica	Oxidados. Bloques sueltos de bauxitas masivas, duras, en una masa arcillosa. Mineralización masiva. Texturas oolito-pisolíticas.	Pan de Guajaibón	Redeposición mecánica. Acumulaciones proluvio-deluviales de pie de monte. a) Mineralización original sedimentaria b) Posterior lavado y redeposición
		Diasporo-goethito-hematítica	Oxidados. Bloques embebidos en calizas. Bauxitas masivas, duras. Distribución errática de los bloques. Texturas oolito-pisolíticas	Sierra Azul-Pan de Guajaibón	Sedimentario. a) formación primaria de bauxitas cársicas. b) intensos movimientos tectónicos dinamometamorfizaron las menas primarias y destruyeron la yacencia original
	Remedios	Gibbsito-boehmito-goethítica	Oxidados. Lentes y capas de bauxitas masivas, gibbsíticas. Texturas oolito-pisolíticas	Manga Larga	Sedimentarios intraformacionales entre las rocas del grupo Remedios (j3-m) y las de la form. Embarcadero

Plioceno-Cuaternario	Gabrodoleritas y gabroperidotitas	CI en gabros de perfiles abreviados y composición caolinito-gibbsítica	Rocas de las formaciones geológicas gabrodoleríticas y gabroperidotíticas	Las propias CI meníferas desarrolladas sobre gabros		
Cuaternario	Grupo Remedios. Calizas de la Fm Guajaibón (al-cm)	Acumulaciones proluvial-deluviales de bauxitas en bloques en una matriz arcillosa en los pies de monte de Sierra Azul-Pan de Guajaibón	Bloques de bauxitas relictos de los cuerpos de bauxitas primarias que están embebidos en las calizas de Guajaibón	CI desarrolladas sobre las rocas vulcanógenas de la zona de Bahía Honda (Fm Orozco) (Fm basalto-andesítica del arco volcánico)	Rocas vulcanógenas de la Fm basalto-andesítica, Fm Orozco y la Fm Encrucijada (basalto-silicio-terricas del ap-al)	
Cretácico-¿Paleoceno?	Grupo Remedios. Calizas y dolomitas de la Fm Guajaibón (al-cm)	Las bauxitas propiamente dichas formadas sobre la superficie carsificada de las calizas	Rocas vulcanógenas de la zona Bahía Honda (Fm Orozco) Formación basalto-andesítica del arco volcánico	CI sobre las rocas vulcanógenas de la form. Orozco o la Fm Encrucijada		
¿Paleoceno? Eoceno Medio?	Grupo Remedios (j3-m)	Las bauxitas intraformacionales propiamente dichas	Formación gabrodolerítica o basalto-toleítica	CI de las formaciones gabrodolerítica o basalto-toleítica	Formación gabrodolerítica o basalto-toleítica o basalto-andesítica o dacito-riolítica???	

TABLA 12. (FINAL)

Tabla de las formaciones metalogénicas-complejos de formaciones geológicas y meníferas. Formaciones metalogénicas de los yacimientos vinculados con las cortezas de intemperismo.

Cobertura sedimentaria del Cenozoico	Guantánamo	Gibbsito-goethítica	Oxidados. Cuerpos en forma de mantos. Mineralización gibbsítica en nidos y vetillas	Ato de La Clarita	Residuales de las CI de las rocas sedimentarias de la cobertura Cenozoica
		Gibbsito-goethítica	Oxidados. Cuerpos en forma de mantos-bolsones. Mineralización gibbsítica en nidos y vetillas	Maisí	Redeposición mecánica sobre la superficie carsificada de rocas carbonatadas
Margen continental septentrional	Guaniguanico	Aurífero-limonítica	III METALES PRECIOSOS Oxidados. Cuerpos de forma irregular. Mineralización diseminada	Castellanos	Residuales. Sombreros de hierro con oro a) Mineralización primaria asociada a sulfuros masivos b) Procesos ulteriores de oxidación
Corteza oceánica	Auras	Aurífera de placeres	Nativos. Cuerpos irregulares alargados. Mineralización diseminada nativa	Los Lirios	Placeres. Acumulaciones proluvio-aluviales. Mineralización primaria hidrotermal. Procesos de erosión, lavado, transporte y redeposición

Plioceno-Cuaternario		CI sobre los conglomerados de la Fm San Luis	Conglomerados del Eoceno Superior (Fm San Luis) con clastos de rocas volcánicas de composición básica	CI sobre los conglomerados de la Fm San Luis		
Cuaternario	Calizas de la Fm Cabo Cruz	Materiales rojos bauxítico-alíticos redepositados sobre calizas	Rocas metavulcánicas Sierra del Purial. Esquistos metaterrígenos Sierra Verde y ultrabasitas	CI desarrollada sobre las rocas de la Fm Sierra del Purial, Sierra Verde y las ultrabasitas	Rocas metavulcánicas de Sierra del Purial, esquistos metaterrígenos de Sierra Verde y ultrabasitas	
Cuaternario	Niveles litológico-estratigráficos superiores de la Fm San Cayetano (Castellano)	CI desarrollada en coincidencia con los niveles litológico-estratigráficos de los yacimientos de sulfuros masivos	Formación menífera polimetálica (menas sulfuradas polimetálicas primarias)	CI desarrolladas en el nivel litológico-estratigráfico de los yacimientos de sulfuros masivos		
Cuaternario		Acumulaciones proluvio-aluviales en las regiones de desarrollo de las rocas ultrabásicas.	Rocas de composición ultrabásica serpentinizadas de la región de Holguín	Dioritas y dioritas-cuarcíferas cretácicas?	Focos profundos de magma de composición media ¿Mesozoico?	

YACIMIENTOS MINERALES EXÓGENOS FERRO-COBALTO-NIQUELÍFEROS

Los yacimientos minerales exógenos ferro-cobalto-niquelíferos están vinculados fundamentalmente con las cortezas de intemperismo. La acumulación de los componentes útiles en la corteza de intemperismo puede ocurrir de dos maneras principales:

Primero: Disolución y extracción por las aguas de los principales componentes formadores de rocas sin valor práctico y la consecuente acumulación residual de los componentes útiles.

Segundo: Disolución de los componentes meníferos, su migración y su precipitación en las partes inferiores de la corteza de intemperismo conduciendo a la formación de yacimientos de infiltración.

En muchos casos ambos procesos transcurren simultáneamente y conducen a la formación de yacimientos complejos que poseen una estructura zonal.

La formación de los yacimientos minerales exógenos a menudo tiene lugar en el sitio donde transcurren los procesos de intemperismo (*in situ*). Sin embargo, en muchos casos, ocurre el traslado de los minerales intemperizados bajo la influencia de la fuerza de gravedad o de la energía de las aguas formándose consecuentemente los yacimientos redepositados.

Los yacimientos minerales exógenos de Cuba que tienen una mayor importancia son los yacimientos residuales de menas hipergénicas ferro-cobalto-niquelíferas. Cuba ocupa el segundo lugar mundial por las reservas de estos minerales y el primero por el volumen de su extracción anual. El papel de las menas niquelíferas hipergénicas en la producción mundial de este metal es extraordinario, ellas aportan el 70 % del total de las reservas mundiales de níquel.

Si comparamos la extracción de las menas sulfurosas de níquel y la de las menas exógenas vemos que el volumen de extracción de estas últimas aumenta por año; en 1968 por ejemplo,

las menas silicato-oxidadas constituyeron el 25 % de la producción mundial de níquel.

En 1974 el 30 % y actualmente cerca del 50 % del níquel del mundo se extrae de los yacimientos de la corteza de intemperismo.

En el presente capítulo se examinan los principales tipos de yacimientos exógenos ferro-cobalto-niquelíferos de Cuba sistematizados en la tabla de las formaciones metalogénicas, complejos de formaciones geológicas y meníferas que se ha preparado.

Se consideran para cada uno de los tipos distinguidos, las condiciones geomorfológicas, la morfología y la composición sustancial de los cuerpos minerales hipergénicos. Debido a que en los últimos tiempos los productos de redeposición de las cortezas de intemperismo han adquirido un gran interés, se examina con más detenimiento, en calidad de ejemplo característico, el yacimiento Punta Gorda, y el yacimiento San Felipe.

El descubrimiento en las últimas décadas en Cuba de yacimientos y manifestaciones de bauxitas resulta muy interesante. Hay que señalar que todavía en 1969 no se conocía en Cuba ni una sola manifestación de bauxitas sin embargo, actualmente su número sobrepasa los 25. A pesar de que las dimensiones de los yacimientos de bauxitas no son grandes, su cantidad y los diferentes tipos genéticos encontrados permiten considerar la necesidad de continuar los trabajos de búsqueda con la posibilidad concreta de descubrir nuevos yacimientos de importancia industrial.

En los epígrafes correspondientes se realiza la descripción de las manifestaciones bauxíticas de diferentes tipos genéticos conocidos actualmente en Cuba.

Con los procesos de intemperismo están relacionados también los yacimientos redepositados, sedimentarios, las acumulaciones minerales en los sombreros de hierro, los yacimientos de placer y aún los depósitos antrópicos de mineralización útil, residuos en las colas de los procesos metalúrgicos de enriquecimiento mineral.

CAPÍTULO 8

METALES FERROSOS

YACIMIENTOS FERRO-COBALTO-NIQUELÍFEROS

La historia de las lateritas, se remonta a la época del descubrimiento de Cuba. En el libro de bitácora del gran almirante Cristóbal Colón, quedó anotada la observación de unas montañas “color de hierro” en la región del nordeste de Oriente; Se refería indudablemente a las zonas que forman el horizonte superior de la corteza de intemperismo, las cuales comenzaron a ser denominadas lateritas al comienzo del siglo XX. Durante toda la etapa colonial, muy poco quedó registrado sobre estos minerales. En la segunda mitad del siglo XIX, el naciente imperialismo norteamericano se preocupa ya por explotar las riquezas minerales de Cuba y al efecto, en 1881, la empresa The Juragua Iron Co. solicitó concesiones al poder colonial español para explotar el mineral de hierro en un lugar llamado Firmeza, al Este de Santiago de Cuba, comenzando los trabajos de exploración en 1883.

En 1898, después de 30 años de lucha contra el poder colonial español, la victoria del pueblo cubano fue escamoteada por los EEUU, quienes intervinieron en Cuba bajo el burdo pretexto fabricado por ellos mismos de la explosión de su acorazado Maine, surto en aguas del puerto de La Habana en momentos en que España estaba prácticamente vencida debido a las sucesivas victorias del ejército revolucionario mambí. Durante tres años y medio, desde el 10 de diciembre de 1898 al 20 de mayo de 1902, Cuba permaneció intervenida bajo el mando de un gobierno militar norteamericano. El gobierno interventor de los EEUU se preocupó inmediatamente por conocer nuestras riquezas minerales a fondo y al efecto, nombró una comisión de geólogos integrada por Hayes, Spencer y Vaughan los cuales confeccionaron en 1901 un informe titulado “Report on a geological reconnaissance of Cuba”, donde por primera vez se describen someramente minerales en la región de la costa norte de Oriente, destacándose en el informe la gran riqueza de hierro de Cuba, con referencia principalmente a los óxidos de hierro limoníticos existentes en aquella región. Inmediatamente después, numerosas compañías yanquis, en alianza con la burguesía nacional realizaron grandes inversiones en el campo de la minería que sometieron a la economía cubana durante todo el período de la seudorepública burguesa. Entre

las compañías que participaron en el despojo de nuestros recursos minerales pueden mencionarse, la *Spanish American Iron Mines Co.*, sucedida más tarde por la *Bethlehem-Cuba Iron Mines Co.*, la *United States Steel Co.*, la *Jones & Laughlin Steel Co.*, la *Guantanamo Metals Co.* y la *Nipe Metals Co.*

El níquel como componente de los minerales lateríticos de Oriente, no fue descubierto hasta el año de 1905, cuando la *Bethlehem-Cuba Iron Mines Co.*, sucesora de la *Spanish American Iron Mines Co.*, comenzó a extraer, procesar y embarcar mineral nodulizado de los depósitos de Pinares de Mayarí a Bethlehem, Pensylvania para la producción de hierro cochino por el método de fundición de tipo soplete; pero encontraron que el mineral contenía níquel en cantidades tales que afectaba la calidad del acero, produciendo un acero quebradizo, por lo que disminuyó rápidamente el interés por esos depósitos. El llamado hierro cochino de Mayarí fue producido, por tanto, solo durante uno pocos años.

El níquel fue considerado un componente indeseable y perjudicial para los minerales lateríticos de hierro hasta principios de 1930. Entre los años 1935 a 1938, la *Pardners Mines Co.* se interesó en la posibilidad de explotar las lateritas niquelíferas de Cuba como mineral de níquel y al efecto, realizó transacciones con otras compañías que poseían denuncias en la región del nordeste de Oriente, que le aseguraron los grandes grupos en denuncias de la *Nipe Metals Co.* en el distrito de Levisa y los denuncias de la *Guantánamo Metals Co.* en el distrito de Moa. Los trabajos de exploración comenzaron inmediatamente y para 1940 habían sido ya cubiertos considerables tonelajes de mineral de níquel de alta calidad en el distrito de Levisa.

Entre tanto, la *Freeport Sulphur Co.* que a la sazón operaba una mina de manganeso en El Cristo, se interesó en el gigantesco negocio y logró la compra de las acciones de la *Pardners Mines* en 1940. En 1941 organizó una subsidiaria llamada *Nicar Nickel Co.*, la cual continuó haciéndose cargo del negocio. Con el comienzo de la II Guerra Mundial, el valor del níquel como mineral estratégico se elevó considerablemente; el imperialismo norteamericano se aprestaba a participar en la guerra de rapiña desatada por la Alemania hitleriana y necesitaba armas y municiones para su industria bélica; por eso el gobierno de los EEUU apoyó y financió, a través de la *Nicar Nickel Co.*, la construcción de una planta de beneficio en Lengua de Pájaro, la cual comenzó sus operaciones explotando el yacimiento de Ocujal. Al término de la segunda Guerra Mundial, la *Nicar* fue puesta en marcha nuevamente coincidiendo con la agresión

yanqui al pueblo de Corea. Al mismo tiempo, la Nicaro Nickel comenzó a desarrollar sus denuncios de Moa en 1951 y ya para comienzos de 1953 había desarrollado suficiente mineral de níquel para justificar la construcción de una nueva planta para el tratamiento del mineral de Moa; al efecto, la Freport Sulphur Co. creó una nueva subsidiaria que denominó Moa Bay Co., la cual se ocupó de la construcción de la nueva planta de tecnología muy avanzada.

La planta de Moa no llegó a ser operada por los norteamericanos, el triunfo de la revolución cubana lo impidió. La puesta en marcha de la planta de beneficio de Moa fue obra de los trabajadores, técnicos e ingenieros cubanos encabezados por el ingeniero Demetrio Presilla, a pesar de los augurios pesimistas de los imperialistas.

Las investigaciones geológicas que se realizaron en los años de dominación imperialista tenían un carácter eminentemente práctico, se trataba de ubicar la mayor cantidad de mineral de la más alta ley y explotarlo al más bajo costo, por eso todos los trabajos de investigación financiados por las compañías tenían como finalidad inmediata la irracional explotación de los recursos minerales de nuestro país. De esta época datan los trabajos de Spencer, A.C., (1907); Hayes, C.W., (1911); Leith, C.K. y Mead W.J., (1915); Cumings, W.L., y Miller, B.L., (1911); Cox, V.S., (1911); Kemp V.F., (1915); De Vletter, D.R., (1953); Mc Millan, W.D. y Davis, H.W., (1955); Mc Millan W.D., (1954); Colligan, R.V., (1955); Searcy, I.K., (1956); Fisher, R.B y Dressel, W.M., (1959); Moore, W.F., (1957). Unos pocos trabajos científicos fueron realizados por investigadores holandeses; entre ellos resaltan los de Keijzer, F.G., (1945); y De Vletter D.R., (1946).

Con el triunfo de la Revolución los valiosos yacimientos de níquel del nordeste de Oriente pasaron a manos del pueblo. En 1962, el gobierno revolucionario creó el Instituto Cubano de Recursos Minerales, como resultado, como fue señalado por el comandante Ernesto Che Guevara, "del acelerado proceso de estructuración de nuestros organismos estatales y producto de la selección de ideas organizativas que iban demostrando su real operatividad práctica". Al ICRM se le asignó, entre otras tareas la de comenzar las investigaciones de los valiosos yacimientos de níquel.

Esta tarea se pudo llevar a cabo gracias a la ayuda fraternal de la Unión Soviética que envió a Cuba en 1961 el primer grupo de geólogos soviéticos que trabajaron en el nordeste de Oriente. Este grupo estuvo integrado por Adamovich, A.F.; Chejovich, V.D.; Trubino, D.I.; Chejovich, M.V.; Shirokov, V.N.; Pavlov, A.N.; y otros. Ellos confeccionaron el primer mapa detallado a escala 1:50 000 de las Sierras de

Nipe y Cristal y la región de Moa y además caracterizaron los yacimientos de níquel lateríticos que se desarrollan en aquella región. En los años sucesivos muchos especialistas trabajaron sobre distintos aspectos del conocimiento de las menas níquelíferas de Oriente, entre ellos se destacan Bliseev, B., (1963); Cherepnev, S.F.; Petrov, P.S.; Gassieva, L.I., Karpov, R.V.; Konnov, V.M.; Yalansky, V.A., (1962); Koshanov, S.I.; Adamovich, A.F.; Shirokova, I.A.; Egorov, S.V.; Gorelov, V.E. (1962); Grigorieva, V.M., (1963); Fedorova, M.V., (1965); Rechkin, Y.M.; Kostarev, G.L., (1966); Ogarkov, V.M. y Serdiuk, L.I., (1967); Masliukov, C.; Agueenko, N. Y Shulzhenko, V., (1972).

Los geólogos checoslovacos trabajaron también en el conocimiento de las menas níquelíferas. Entre ellos se destacan Zamarsky V., (1964); Kudelasek, V. Y Markova, I. (1967).

Los geólogos húngaros que trabajaron en aquella región están representados por Szebenyi, L., Vegh, S., (1965); y Somos L. (1970).

De aquella época se destacan también, los trabajos de Guerasimov, E. Y Saunders, E., (1973) Dobashin, A. Y Kereselitse, V., (1976); Sitnikov, V. Y Fesenko, G., (1976) y otros.

En 1965 comenzó la colaboración científica entre Cuba y la Unión Soviética a través de sus respectivas Academias de Ciencias en la esfera de la geología. Uno de los primeros aspectos abordados por esta colaboración, que estuvo dirigida permanentemente desde el principio por el miembro correspondiente de la A.C. de la URSS, Dr. Y. M. Pusharovskiy, fue debido a su importancia de primer orden, el estudio de los yacimientos de níquel del nordeste oriental. El primer grupo de especialistas soviéticos de la Academia de Ciencias estuvo constituido por I.Z. Korin y V. I. Finkó. Ellos estudiaron varias cuestiones relacionadas con estos yacimientos, tales como, la edad de formación de los mismos, la mineralogía de las menas y la influencia del factor estructural en el desarrollo de esos yacimientos. A partir de 1967 se comenzaron los estudios geoquímicos e hidrogeoquímicos sistemáticos en el área de distribución de los yacimientos de níquel de Oriente, bajo la dirección científica de Y.Y. Buguelskiy. A estos trabajos le siguieron investigaciones complejas que dieron como resultado la preparación de un mapa de las cortezas de intemperismo de Cuba y una clasificación morfogenética de las cortezas de intemperismo portadoras de níquel. Se han realizado, asimismo, investigaciones especiales acerca de la génesis y características de distribución de las menas en distintos yacimientos de níquel típicos por las condiciones de su formación.

Por otra parte, el estudio de la composición sustancial de los yacimientos de níquel se llevó a cabo por el laboratorio de cortezas de intemperismo del Centro de Investigaciones Geológicas bajo la dirección de N. Ponce. Es necesario también destacar de aquella época, la participación en las investigaciones sobre cortezas de intemperismo y sus yacimientos minerales asociados de los geólogos cubanos E. Saunders, C. Crombet, J. Ariosa y Aida Almaguer.

YACIMIENTOS FERRO-COBALTO-NIQUELÍFEROS DESARROLLADOS SOBRE UN RELIEVE DE MONTAÑAS BAJAS CON CIMAS EN FORMA DE MESETA

Los yacimientos de este subtipo son los más ampliamente desarrollados en el territorio de Cuba y son los que poseen la mayor importancia práctica. Más del 50% de los yacimientos ferro-cobalto-níquelíferos conocidos en el presente están relacionados con este subtipo. La mayoría de ellos aparecen concentrados en la parte nororiental de la provincia de Holguín, en Camagüey se encuentra el potente yacimiento de San Felipe, y también algunos yacimientos menores son conocidos en la región de Cajalbana en la provincia de Pinar del Río.

Al comienzo de este siglo ellos llamaron la atención de las compañías americanas como menas de hierro y posteriormente como menas de níquel y cobalto. Una de las primeras compañías interesadas en estos yacimientos fue Bethlehem Iron Co., la cual efectuó trabajos de exploración y explotación en el yacimiento Pinares de Mayarí.

Las regiones de desarrollo de los yacimientos del subtipo presente, en general, se caracterizan por un clima húmedo a pesar de que la cantidad de precipitaciones atmosféricas raramente supera los 2 000 mm/cm²/año. El relieve de estas regiones está representado por montañas bajas con cimas aplanadas en forma de meseta (Sierras de Nipe, Cristal, Moa, Cuchillas Baracoa), las cuales forman parte de una única superficie aplanada, elevada durante el plioceno-Cuaternario. La forma general de estas superficies tomadas en conjunto no es horizontal, sino convexa, más elevada en el centro y más baja en ambos extremos. Esto explica por qué las alturas absolutas de la meseta de Pinares de Mayarí, situada en el extremo occidental de la estructura regional, alcanzan en total 500-600 m mientras que la región de Piloto situada en la parte central de la estructura se eleva a 800-900 m; en el extremo oriental las alturas disminuyen equivalentemente al extremo occidental y en la región de Iberia y Buenavista alcanzan nuevamente los 500-600 m.

Esa única superficie aplanada y elevada fue intensamente desmembrada y dividida en una serie de lugares por los valles antecedentes de los mayores ríos que corren en esa región como el Mayarí, Levisa, Sagua, Moa, Cayo Guam y otros.

La gran mayoría de estos ríos forman estrechos valles en forma de V, a excepción del río Sagua, el cual ha excavado en las rocas de composición vulcanógena, más suaves, un ancho valle con forma de tina. Todos estos ríos sin excepción tienen una pequeña extensión que no sobrepasa las primeras decenas de kilómetros. El desmembramiento en sectores de la superficie original aplanada y elevada incluye las superficies de Pinares de Mayarí, Los Mulos, El Prado, Cupeyal, Piloto, Iberia y Buenavista. Las superficies aplanadas de estos lugares poseen un área que varía desde las decenas hasta los cientos de km².

Las alturas absolutas varían de 500 a 1000 m, la diferencia relativa entre las divisorias de las aguas y las vaguadas de las corrientes alcanza 300-500 m y las superficies aplanadas están limitadas por laderas abruptas con un ángulo de pendiente > 30-35° y una extensión de 200-300 m y a veces mayor. Las laderas que limitan las mesetas están desmembradas en una serie de valles estrechos de segundo y tercer orden. La densidad general de la red fluvial es tal, que comprende como promedio un arroyo cada 500 m. La diferenciación horizontal del relieve varía de 300 a 500 m y la vertical alcanza 200 m y más.

Las regularidades geomorfológicas, junto con una elevada cantidad de precipitaciones atmosféricas, crean las condiciones de una activa transferencia de aguas. La mineralización de las aguas subterráneas en esta zona frecuentemente no supera los 100 mg/l. La composición de las aguas es hidrocarbonatada-magnésial. El intenso agrietamiento de las rocas madres de composición ultrabásica provoca la activa filtración de las precipitaciones atmosféricas y por eso en estas regiones, la parte superior de las ultrabasitas se caracteriza por el cambio frecuente del estado seco al húmedo. La sucesión rítmica de períodos secos y húmedos y la circulación intensa de las aguas subterráneas ayudan a la extracción sucesiva de la sílice y el magnesio y conduce al desarrollo de los procesos del intemperismo químico. Prácticamente todas las superficies elevadas, aplanadas o débilmente onduladas constituidas por ultrabasitas, están cubiertas por una potente corteza de intemperismo del tipo de manto. El espesor de la corteza de intemperismo varía entre 3 y 5 m.

YACIMIENTO PINARES DE MAYARÍ

El ejemplo más típico lo constituye la meseta de los Pinares de Mayarí, sobre la cual está desarrollado uno de los yacimientos más grandes de Cuba. La meseta forma la superficie de la divisoria de las aguas del sistema montañoso de la Sierra de Nipe. Su área es de 120 km² y la altura absoluta varía entre 500 y 600 m. (ver fig. 16).

El drenaje de la superficie se produce a través de arroyos que alimentan pequeños ríos como el Medio, Pinos, Seco, Sojo, Buenaventura, etc. La meseta está limitada por laderas abruptas pertenecientes a las formas erosivo-tectónicas del relieve. La corteza de intemperismo sobre estas laderas prácticamente falta. Cuando la morfología de las pendientes supera el ángulo de pendiente crítica, no se favorece la acumulación y conservación de los productos del intemperismo que se forman sobre ellas. De esta manera, la corteza de intemperismo se forma solo dentro de los límites de la meseta y su espesor se reduce con rapidez en la medida en que cambia bruscamente el ángulo de las pendientes.

El perfil de la corteza de intemperismo en el yacimiento Pinares de Mayarí es bastante estable y solo cambia algo en la periferia de la meseta. El perfil más típico se observa en la parte norte de la meseta y está representado por los siguientes horizontes:

1. En la base del perfil se observan peridotitas serpentinizadas y desintegradas. Macroscópicamente consisten en rocas densas, masivas, de colores gris verdoso hasta negro con vetillas blancas, verdosas o azulosas de kerolita silíceica. El peso volumétrico de las serpentinas desintegradas varía entre 2,22 y 1,97 g/cm³. En las secciones delgadas se

ve que el mineral principal constituyente es la serpentina, que tiene una textura típica de redes celdas. En las celdas la serpentina amarillo verdosa es prácticamente isotrópica. En una serie de casos se conservan granos relictos de olivino o piroxenos, otras veces las celdas se observan rellenas de serpentinas de composición crisotílica mezclada con lizardita. En algunos lugares, la textura de redes celdas cambia gradualmente a serpentina microescamosa. Por las grietas se desarrollan numerosas vetillas de kerolita y ópalo. (ver fig. 17).

Los minerales accesorios están representados por cromita y magnetita los cuales se observan como finas diseminaciones o vetillas. La composición química de las serpentinas desintegradas se muestran en la tabla 13. Los contenidos de níquel en las propias serpentinitas frecuentemente no superan el 0.3 %. Una intensa kerolitización conduce a la elevación del contenido de níquel hasta 1.5 %. En estos casos, el horizonte de las serpentinitas desintegradas se relaciona con la formación menífera serpentino-niquelífera.

2. Hacia arriba, por el perfil, se desarrollan las peridotitas serpentinizadas lixiviadas. Macroscópicamente consisten en rocas suaves en la superficie y duras hacia adentro, de colores gris verdoso claro. El peso volumétrico de ellas oscila entre 1.7 y 1.28 g/cm³. El espesor visible del horizonte varía de 0.7 a 1.0 m. Bajo el microscopio se ve que el mineral principal constituyente lo es también la serpentina que posee una textura de redes celdas, la serpentina de color amarillo verdoso es ligeramente birrefringente. Los

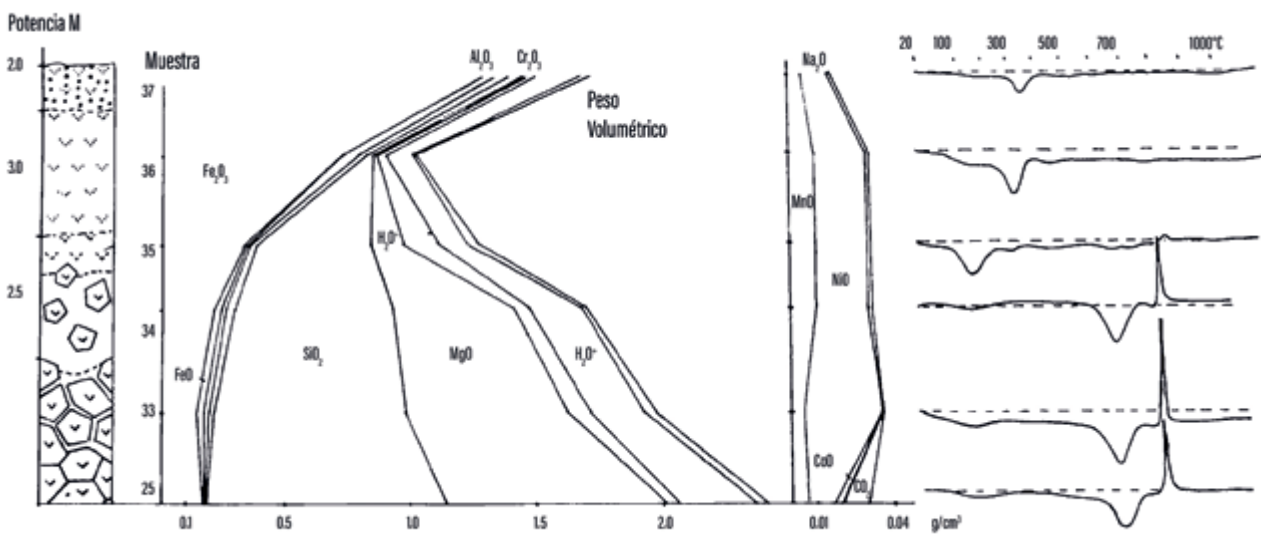


FIG.16.

Perfil geoquímico de la corteza de intemperismo en la meseta Pinares de Mayarí.



FIG.17.
Serpentinita
mostrando las
celdas rellenas
de kerolita.

tabiques entre las celdas están constituidos por crisotilo fibroso y lizardita laminar. La lizardita ocurre también en algunos lugares donde la textura de redes-celdas se expresa claramente. En las vetillas se observa kerolita y ópalo; los minerales metálicos están representados por cromita y magnetita en forma de pequeños nidos, vetillas y finas diseminaciones.

Los hidróxidos de hierro tienen también un desarrollo bastante grande. En las partes superiores del horizonte las serpentinitas están nontronitizadas pero conservan la textura de redes-celdas. Las celdas están rellenas por nontronita o por saponita. La ocurrencia de la nontronita se fija en los roentgenogramas por los reflejos basales característicos de 14.2 Å, el cual en estado de saturación con glicerina cambia hasta 18.4 Å. A pesar de que la nontronitización está ampliamente desarrollada en el yacimiento, el horizonte de nontronitas puras como tal, frecuentemente falta, se observa solo en escasos lugares, como por ejemplo en la parte sureste del yacimiento, por el camino de Las Cuevas.

La composición química del horizonte de las serpentinitas lixiviadas se muestra en la tabla 13. El contenido de níquel en este horizonte se eleva a veces hasta 1.7 %, siendo como promedio 1.37 %. Con el horizonte de las serpentinitas lixiviadas están frecuentemente vinculadas las menas, bien de la formación serpentino-niquelífera o de la formación serpentino-nontronito-niquelífera.

Hacia arriba por el perfil y a menudo inmediatamente sobre las serpentinitas lixiviadas, yace el horizonte de los ocres estructuro-texturales. Estas son rocas terrosas, friables, pulverulentas, de color amarillo naranja. El peso volumétrico de las mismas, varía entre 1.56 hasta 1.65 g/cm³. El espesor del horizonte varía de 1-10 m. Los ocres casi siempre conservan la textura de redes celdas de las rocas madres. Los alrededores de las celdas están constituidos por serpentinitas nontronitizadas y las celdas propiamente dichas están rellenas por ocres. En la composición mineralógica predomina la goethita. Como muestran los análisis químicos que se presentan en la tabla 13, se observa una brusca disminución de los contenidos de sílice y magnesio al mismo tiempo que ocurre una elevación consecuente de los contenidos de hierro y aluminio. Los contenidos de níquel oscilan entre 1.5 y 1.7 %. Con el horizonte de los ocres estructuro-texturales están vinculadas las menas de la formación goethito-ferro-cobalto-niquelífera.

Culmina el perfil con el horizonte de los ocres inestructuro-texturales con concreciones de hierro. Los ocres de color rojo en su parte superior están rellenos totalmente de concreciones de hierro a cuenta de las cuales el peso volumétrico de los ocres aumenta hasta 1.84 g/cm³. Las concreciones a menudo presentan una forma redondeada con una superficie pulida, brillante, dura, de color pardo hasta casi negro.

Las dimensiones de las concreciones oscilan entre 1 hasta 30 mm, mineralógicamente están compuestas por goethita y en menor grado por hematita. Las concreciones aparecen cementadas generalmente por un material goethítico friable; sin embargo, a menudo, el cemento se endurece y entonces se forman aglomerados compactos que toman forma de bloques redondeados e irregulares de varios tamaños. Las dimensiones de estas corazas alcanzan a veces 1-1.15 m, pero frecuentemente no superan los 10-20 cm. Ellas se observan con mayor frecuencia en la parte central, en las cabezadas de los arroyos intermitentes. El espesor general del horizonte de los ocres inestructuro-texturales oscila entre 1 y 7 m. La zona hasta donde se desarrollan las concreciones de hierro depende en mucho de la profundidad a que penetra el sistema de raíces de la vegetación. Esto se ha destacado en una serie de trabajos (Finkó V.I., Korin I.Z., Formell Cortina F., 1967, Buguelskiy Y.Y., Formell Cortina F., 1967).

El estrecho vínculo entre el espesor del horizonte de las concreciones de hierro con la profundidad de penetración del sistema de raíces de la vegetación actual permite suponer una edad muy joven, hasta contemporánea, para la formación de las concreciones de hierro.

El proceso de redistribución del hierro conduce a una pérdida de níquel y cobalto, el contenido de los cuales en este horizonte se reduce correspondientemente hasta 0.5-0.74 y 0.05-0.08 % respectivamente, dejando a estas menas fuera de balance para níquel y cobalto. Con el horizonte de los ocres inestructuro-texturales están generalmente vinculadas, por tanto, las formaciones meníferas ferrosas goethito-hematíticas.

La descripción anterior corresponde al perfil abreviado de la corteza de intemperismo formado en condiciones de una intensa transferencia de las aguas.

En la periferia de la meseta ocurre una disminución de la intensidad de la transferencia de las aguas. Esto se observa bien en las partes meridionales del yacimiento donde se forman cortezas de intemperismo de perfiles completos kerolito-nontronítico-ocrosos.

Como ejemplo se puede tomar el afloramiento que se observa en la parte suroriental de la meseta. En este lugar, de abajo hacia arriba afloran:

1. En la base del corte se desarrolla el horizonte de las ultrabasitas desintegradas. Macroscópicamente consisten en rocas densas, duras, masivas, de colores verde oscuro hasta negro, en la superficie de las cuales se destacan granos brillantes de piroxenos intemperizados (bastita var. broncita.). Bajo el microscopio se ve que el mineral principal constituyente es la serpentina que prácticamente sustituye totalmente al olivino y piroxenos primarios. La textura de la roca es típicamente de redes-celdas. El piroxeno aparece generalmente alterado a bastita. A menudo se observan vetillas de color verde claro de kerolita.
2. Más arriba se desarrolla el horizonte de las ultrabasitas serpentinizadas lixiviadas. Estas rocas macroscópicamente son suaves, friables, se desmoronan al presionarlas con las manos, son de color amarillo-verdoso claro. Ellas forman bloques redondeados de varias dimensiones los cuales presentan una superficie lixiviada y algo nontronitizada y son hacia dentro de la masa más

TABLA 13.

Composición química de las cortezas de intemperismo de las ultrabasitas en la región del yacimiento Pinares de Mayarí.

	Concentración de los elementos en %						
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Ultrabasitas desintegradas	39.2	-	0.91	7.14	1.63	0.28	
Ultrabasitas lixiviadas	36.9	-	1.1	12.3	1.7	0.47	28.2
Ultrabasitas lixiviadas nontronitizadas	35.7	-	0.96	26.1	0.69	0.83	10.3
Ocres estructuro- texturales	2.67	-	5.5	70.4	-	1.26	1.00
Ocres inestructuro- texturales	3.47	-	3.0	75.37	-	0.32	0.7

duros y menos lixiviados. La superficie de estos bloques es áspera y suave, pero conservan completamente las regularidades texturo-estructurales de las rocas madre. Las dimensiones de los bloques alcanzan a menudo más de 1 m de diámetro. El espesor general promedio del horizonte de las ultrabasitas serpentinizadas y lixiviadas es de 2 m.

3. Mas arriba por el perfil, se desarrolla el horizonte de nontronitas desarrollado, tanto por la superficie como por los bordes de los bloques redondeados de las ultrabasitas lixiviadas. El paso de las ultrabasitas lixiviadas a las nontronitas es muy gradual. El límite aproximado pasa generalmente por la superficie de los bloques de las serpentinitas lixiviadas. Las nontronitas poseen una coloración verde oscura, a menudo con un matiz amarillo ocroso en las superficies frescas. Las nontronitas son suaves, plásticas, se desmoronan fácilmente en las manos. El horizonte de nontronitas no posee un espesor estable y frecuentemente disminuye a cuenta de la formación de bolsones rellenos de ocre. El espesor del horizonte de nontronitas alcanza alrededor de 4 m.
4. El perfil continúa con el horizonte de los ocre estructuro-texturales, friables, que conservan la textura de redes-celdas de las rocas madres. El color de los ocre es amarillo naranja; el paso de las nontronitas al horizonte de ocre es también muy gradual. El espesor de los ocre estructuro-texturales alcanza 3 m.
5. Culmina el perfil en el horizonte de los ocre inestructuro-texturales de color rojo

oscuro violáceo con numerosas concreciones de hierro de composición goethito-hematítica. Las concreciones están cementadas con ocre pulverulentos, friables.

En la composición del complejo menífero del yacimiento Pinares de Mayarí se destaca la presencia de dos tipos de paragénesis mineral.

1. Oxidada con los tipos de formaciones meníferas siguientes: ferrosa goethito-hematítica y goethito-ferro-cobalto-niquelífera.
2. Silicatada con predominio de la formación serpentino-niquelífera.

En sentido general, el área del yacimiento coincide con el área de desarrollo de la corteza de intemperismo que en forma de un manto ininterrumpido cubre la meseta. Sin embargo, las pendientes suaves de los valles contemporáneos de los riachuelos y arroyos temporales dividen el yacimiento en una serie de sectores que constituyen cuerpos en forma de capas sub-horizontales con un límite superior suave que repite las particularidades locales del relieve y un límite inferior bastante aplanado. En algunos lugares el límite inferior en contacto con las rocas madres se ve complicado en presencia de zonas de debilidad tectónica por las cuales el espesor de los cuerpos minerales aumenta. Las dimensiones de los sectores son variables entre 0.01 hasta 40 km².

El espesor, por otra parte, varía de 1 hasta 10 m. Los mayores espesores se encuentran en las partes nororiental y suroriental del yacimiento. Las formaciones meníferas se cambian en el perfil de arriba hacia abajo, de la goethita-hematítica a la serpentino-niquelífera, pero a veces, en algunos casos, alguna de las formaciones puede faltar del corte y en los cuerpos se forman ventanas a

Concentración de los elementos en %							
CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	CoO	Cr ₂ O ₃		H ₂ O
-	0.03	0.02	1.53	0.02	0.82	4.41	10.9
-	0.03	0.03	1.37	0.03	1.48	5.73	12.1
-	0.06	0.02	1.57	0.04	2.15	11.3	9.0
0.28	0.05	0.03	1.55	0.15	3.1	2.8	10.9
-	0.04	0.04	0.74	-	3.1	2.56	10.5

través de las cuales afloran o bien las formaciones subyacentes o bien las rocas del substrato.

Las menas de la formación goethita-hematítica están representadas por ocres rojo oscuros con gran cantidad de concreciones de hierro. El espesor medio de los cuerpos minerales alcanza 1.07 m. En la parte central del yacimiento el espesor de estas menas aumenta hasta 2.2 m. El peso volumétrico de las menas oscila entre 1.52 hasta 1.84 g/cm³. En la composición granulométrica predomina la fracción arcillosa fina 0.063-0.007 mm la cual constituye el 61.7 % del volumen total de la roca. En segundo lugar, se encuentra la fracción gruesa mayor de 1 mm que constituye el 15.65 % a cuenta de la gran cantidad de concreciones de hierro. El principal significado en la composición química lo tiene el Fe₂O₃ para un 63.9 % y el Al₂O₃ para un 13.2 % (tabla 14). El contenido de sílice es como promedio de 3.2 %. La concentración de níquel y cobalto está por debajo de las condiciones de balance y es de 0.54 y 0.049 respectivamente y por eso las menas de esta formación pueden ser utilizadas solo como menas de hierro. En la composición mineralógica de las mismas predomina la goethita cuya cantidad varía del 60 al 75 % del volumen total. Las cantidades de hematita son considerablemente menores y no superan el 5-10 %.

Un mineral característico para esta formación es la gibbsita cuyo contenido varía del 10 al 20 %. El contenido de los minerales de manganeso a menudo no sobrepasa el 1 %.

Las menas oxidadas de la formación goethito-ferro-cobalto-niquelífera son las que tienen el mayor significado para el yacimiento. Ellas forman 122 cuerpos minerales distribuidos muy cerca unos de los otros, aunque el 56 % de las reservas generales están concentradas en 8 de ellos. El mayor cuerpo mineral está desarrollado en la parte central oriental del yacimiento desde donde drenan los afluentes del río Mayarí. El espesor de las menas oscila entre 1 a 6 m y es como promedio de 2.6 m. Las menas están representadas por ocres estructuro-texturales, friables, terrosos, de color amarillo naranja. El peso volumétrico de estas menas es de 1.25 g/cm³. En la composición granulométrica predomina la fracción arcillosa de 0.063-0.07 mm la cual constituye el 82.7 % del volumen total. En segundo lugar, la fracción de 0.25-0.1 mm forma el 6.9 %. Al igual que en la formación anterior en la composición química de estas menas predomina el Fe₂O₃ para un 67.3 % del volumen total. El contenido medio de Al₂O₃ es más bajo y no sobrepasa el 5.4 %. El contenido de níquel en las menas de esta formación alcanza como promedio el 1.5 % y el cobalto el 0.23 %.

En la composición mineralógica predomina la goethita, la cual constituye el principal mineral

portador de níquel en estas menas. Una parte del níquel está vinculado con los minerales de manganeso y la magnetita, pero los contenidos de este tipo de níquel en las menas no son muy elevados. El cobalto, sin embargo, está predominantemente vinculado en estas menas con los minerales de manganeso.

Las menas silicatadas de la formación serpentino-niquelífera en el yacimiento Pinares de Mayarí poseen una significación subordinada; no obstante, ellas forman 60 pequeños cuerpos minerales en un área reducida que oscila entre 0.02 hasta 0.4 km². Los cuerpos más potentes de este tipo están distribuidos en la parte occidental del yacimiento. El espesor de las menas es como promedio de 2.2 m, de color gris verdoso. Las serpentinitas conservan totalmente las regularidades texturo-estructurales de las rocas madres. Por las grietas y en las celdas de las serpentinitas se observa nontronita y saponita. En presencia de una nontronitización intensa de las serpentinitas las menas se hacen muy friables. Las menas duras están representadas por cantos de serpentinitas con saponita desarrollada entre las celdas. En algunos lugares las serpentinitas aparecen ocritizadas. El peso volumétrico de las menas serpentínicas suaves, friables es de 1.49 g/cm³ y de las duras 2.11 g/cm³. En la composición granulométrica de estas menas la fracción de 0.063-0.07 mm a pesar de que predomina, alcanza solo como promedio 27.4 %. Por otra parte, el papel de las fracciones gruesas aumenta significativamente; por ejemplo, la fracción mayor de 1 mm alcanza aquí el 15.4 % del volumen total, la fracción 1-0.5 mm el 8.9 % y la fracción 0.5-0.25 el 10.7 %. En las menas serpentínicas duras predomina la fracción mayor de 1 mm la cual constituye el 91.5 % del volumen total de las menas. (ver fig. 18).

Según la composición química de estas menas, se observa el predominio de la sílice 32.1 % y el magnesio 15.1 %. Los contenidos de hierro disminuyen sustancialmente y aún muy variables en dependencia del grado de ocritización entre el 9 y el 29 %. Los contenidos medios de níquel son mayores que en las menas oxidadas y alcanzan el 1.58 %. A diferencia del níquel, el cobalto aquí disminuye hasta 0.05 % como promedio y por tanto estas menas se vuelven menos metalíferas. En la composición mineralógica predominan los minerales del grupo de la serpentina (50-65 %). La nontronita y la saponita ocurren en cantidades significativas (20-30 %), también se observan contenidos apreciables de goethita. La principal parte del níquel en estas menas está asociado a la nontronita y la saponita y en menor grado a la goethita.



FIG.18.
Corteza en la
superficie elevada
de Pinares de
Mayarí, al fondo,
la Loma de
Mensura.

Otros ejemplos no menos interesantes que el yacimiento Pinares de Mayarí se observan en otras superficies aplanadas y elevadas con forma de meseta que coronan el sistema montañoso de Nipe-Cristal-Baracoa. Por ejemplo, la Meseta de Cupeyal del Norte representa una región extraordinariamente perspectiva para la búsqueda de menas oxidadas de níquel. Allí, en toda el área de la meseta constituida por rocas ultrabásicas, está desarrollada la corteza de intemperismo de un espesor promedio entre 3-5 m. La existencia de dislocaciones tectónicas da base para suponer el incremento de los espesores de la corteza en esos lugares. La semejanza de la composición petrográfica de las rocas, las regularidades geomorfológicas y las condiciones hidrogeológicas entre los macizos de Pinares de Mayarí y Cupeyal del Norte condiciona la semejanza en la composición sustancial, la zonalidad y el espesor entre las cortezas de intemperismo que sobre ellas se desarrollan. En ambos casos, las cortezas están representadas por un perfil abreviado kerolítico-ocroso. Otros ejemplos de yacimientos desarrollados sobre las superficies elevadas aplanadas se pueden observar en las Mesetas de Piloto (800- 900m), Las Iberias (500-700 m) y Buenavista (500-600 m).

Las Iberias está situada en los cursos superiores de los ríos Jiguaní y Nibujón y ocupa un área un poco mayor que Buenavista alcanzando entre 15 a 20 km². Esta meseta no está constituida

completamente por ultrabásitas. En la parte occidental de la misma se encuentra un macizo de gabros sobre el cual, al igual que sobre las ultrabásitas, se desarrolla la corteza de intemperismo. Esta circunstancia permite pronosticar para la región de Iberia, la existencia de una corteza de intemperismo bauxítica de apreciable extensión.

Durante los trabajos de levantamiento geológico a la escala de 1:250 000, fue notado el amplio desarrollo de las cortezas de intemperismo meníferas en la parte oriental de la región descrita.

Lamentablemente el difícil acceso a estos lugares, unido a la falta de afloramientos naturales en corte, no ha permitido hasta el presente estudiar la composición de la corteza de intemperismo menífera en un volumen adecuado. Al mismo tiempo, la semejanza de las rocas madres y de las regularidades geomorfológicas e hidrogeológicas entre estas nuevas regiones y las regiones bien estudiadas pertenecientes todas a la única superficie aplanada y elevada permite suponer con mucha seguridad la semejanza entre las cortezas de intemperismo que sobre ellas se desarrollan. Por eso se tienen todas las bases para recomendar las áreas de Cupeyal del Norte, Iberia y Buenavista como regiones favorables para la búsqueda y exploración de nuevos yacimientos de menas oxidadas de la formación goethito ferro-cobalto-niquelífera. (tabla 14).

TABLA 14.

Composición química y mineralógica promedio de las menas del yacimiento Pinares de Mayarí.

No	Formación Menífera	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO
1	Menas ferrosas goethito-hematíticas	3.2	0.12	13.1	63.9	0.64	0.87
2	Menas goethíticas ferro-cobalto-niquelíferas	5.47	0.1	5.46	67.3	1.01	1.91
3	Menas serpentino-Niquelíferas	32.11	-	3.80	29.1	0.39	15.13

YACIMIENTOS FERRO-COBALTO-NI-QUELÍFEROS DESARROLLADOS SOBRE EL RELIEVE DE MONTAÑAS BAJAS Y COLINAS MUY DESMEMBRADO

En la región de Nicaro, en la vertiente norte del sistema montañoso de la Sierra Cristal, se desarrolla un grupo muy importante de yacimientos de menas principalmente silicato-niquelíferas. El rasgo distintivo más importante de este grupo y que determina, en primer lugar, las características principales de sus menas es el relieve formado como resultado de complejos procesos de erosión-denudación y en menor grado abrasión. Los procesos erosivos-denudativos trajeron como consecuencia la formación en la región de dos complejos del relieve:

1. Relieve de montañas bajas intensamente desmembrado que incluye las zonas de Ramona, San Juan, Bella María, las partes altas de Sol Líbano, Carlota y otras.
2. Relieve de colinas suaves y bajas intensamente desmembrado que incluye a Ocuja, las partes bajas de Sol Líbano, Martí, Levisa y otros.

El primero se formó como consecuencia del desmembramiento de superficies de nivelación con niveles entre 300-500 m, el segundo a niveles de 100-300 m. La distinción en el relieve actual de estas superficies es muy difícil debido al intenso desmembramiento; no obstante, en algunos lugares pueden observarse relictos de estas superficies, como por ejemplo en Bella María y Ramona en los niveles más altos y en Sojo y Ocuja en los niveles más bajos. El desmembramiento horizontal alcanza 500-700 m y el vertical 100-200 m para el primer complejo y 20-50 m para el segundo. Una red densa de corrientes superficiales divide la región en una serie de

pequeñas colinas de laderas suaves y divisorias aplanadas. Los valles de los arroyos tienen forma de V o forma de tina y se estrechan hacia los cursos superiores de los mismos. En las partes bajas de las laderas, los valles de los arroyos frecuentemente cambian su dirección de submeridional a sublatitudinal; esto está relacionado, sin dudas, con la existencia de una red de grietas prototectónicas en las ultrabasitas y de fallas mayores desarrolladas aprovechando las zonas de debilidad prototectónicas, por las cuales ocurren con mayor intensidad los procesos de erosión.

Esta característica se observa muy bien en el área del yacimiento Sol Líbano, donde en el substrato rocoso en las áreas ya explotadas se conservan en un sistema, los bloques de las rocas duras alineadas regularmente según la red romboédrica de las grietas prototectónicas limitados entre sí por éstas que forman, una vez extraídos los productos friables de la corteza, un sistema regular y alargado de depresiones. (ver figs. 19 y 20).

En la región de Nicaro, la corteza de intemperismo cubre como un manto casi por todas partes las sinuosidades del relieve, tanto las divisorias de las colinas y montañas aplanadas como sus laderas suaves, siempre que el ángulo de la pendiente no exceda la cifra de 30-35° (ángulo de pendiente crítico). El espesor promedio de la corteza de intemperismo es de 5-10 m. Los mayores espesores se ven en las partes bajas de las laderas en los lugares de su aplanamiento. En presencia de zonas tectónicas de trituración se forman bolsones de la corteza en las laderas o en las divisorias, de espesores hasta 20 m, como por ejemplo en la zona del yacimiento Ramona.

El promedio de las precipitaciones atmosféricas en la región es de 1600-1800 mm/cm²/año. Esto, unido al elevado grado de desmembramiento del relieve que crea barreras a la circulación de

CaO	NiO	CoO	Cr ₂ O ₃	Composición Mineralógica
0.62	0.54	0.04	2.24	Goethita (68 %), gibbsita (16 %), halloysita (15 %), hematita (3 %), magnetita (4 %), cromoespinelas (2.5 %), serpentina (0.9 %), min. de manganeso (1 %)
1.36	1.50	0.23	2.87	Goethita (72 %), gibbsita (5.4 %), magnetita (6.4 %), cromoespinales (2.5 %), serpentina (3.2 %), min. de manganeso (1.3 %)
1.5	1.58	0.06	0.96	Serpentina (50-65 %), nontronita y saponita (20-30 %), Goethita (20 %), Cromoespinelas (1 %), Minerales de Manganeso (0.4 %)



FIG.19.
Corteza de intemperismo en las
premontañas colinosas.
Yacimiento Sol Líbano



FIG.20.
Lecho de la corteza de intemperismo
ya explotada en el yacimiento
Sol Líbano, nótese la sinuosidad
regular del fondo

las aguas subterráneas, provoca una disminución del grado de intensidad de transferencia de las aguas, al igual que se dificulta la filtración de las aguas subterráneas. Por eso, esta región está caracterizada por una transferencia de aguas de intensidad media. La disminución de la transferencia de aguas trae como consecuencia a su vez una elevación de la mineralización de las aguas subterráneas hasta 200-250 mg/l y, por lo tanto, un aumento (en dos veces) de los contenidos de magnesio y sílice (tabla 15). La disminución de la transferencia de aguas aumenta el tiempo de interacción de las aguas con las rocas y consecuentemente, se aumenta el grado de efectividad de los procesos de intemperismo. Por lo visto, por estas razones en esta región casi sin excepción las cortezas de intemperismo poseen un perfil completo kerolito-nontronítico-ocroso.

YACIMIENTO SOL LÍBANO

Un corte clásico de la corteza de Nicaro es el área del yacimiento Sol Líbano (ver fig. 21), donde de abajo hacia arriba afloran:

Horizonte de las ultrabasitas serpentinizadas masivas, desintegradas y débilmente lixiviadas. Microscópicamente consisten en rocas densas, desintegradas en bloques, duras, de colores gris claro hasta gris oscuro y casi negro con matiz verdoso. En secciones delgadas se observa perfectamente la textura de redes-celdas de las serpentinitas. En las celdas se observan granos relictos de olivino y piroxenos. La composición química de las serpentinitas desintegradas se muestra en la tabla 15.

Horizonte de las serpentinitas lixiviadas, suaves, deleznales que se desmoronan en las

manos, pero conservan las particularidades texturo-estructurales de las rocas madres, de colores gris amarillento, frecuentemente con matices verde sucio. El espesor del horizonte alcanza 3-5 m. La superficie de los bloques de las serpentinitas lixiviadas está frecuentemente nontronitizada. La nontronitización se desarrolla por las grietas entre los bloques de las serpentinitas lixiviadas y a menudo debajo de ellos. Bajo el microscopio se observa la conservación de la textura de redes-celdas de las serpentinitas. Las cavidades de las celdas están rellenas por nontronita verde clara. La composición química de las serpentinitas lixiviadas se muestra en la tabla 15.

Hacia arriba se pasa gradualmente de las vetillas de nontronitas aisladas al horizonte de nontronitas masivas, plásticas, de colores verde pardo, sucio y verde olivo, amarillentas de brillo grueso a matiz cereo amarillento en las superficies frescas. El espesor del horizonte de nontronitas varía de 1 hasta 17 m. En secciones delgadas la nontronita aparece de color verde pardo oscuro conservando a veces la textura de redes-celdas de las serpentinitas; otras veces se muestra microescamosa. La composición química de las nontronitas se muestra en la tabla 15.

A continuación, se pasa gradualmente a la zona de los ocres estructuro-texturales, friables, terrosos, de colores, amarillo pardo hasta carmelita pardo. El espesor del horizonte varía de 1 a 16 m. El principal mineral formador de rocas del horizonte lo constituye la goethita. La presencia del mismo se fija con precisión por los análisis térmicos y roentgenográficos. Los análisis químicos de los ocres se muestran en la tabla 15.

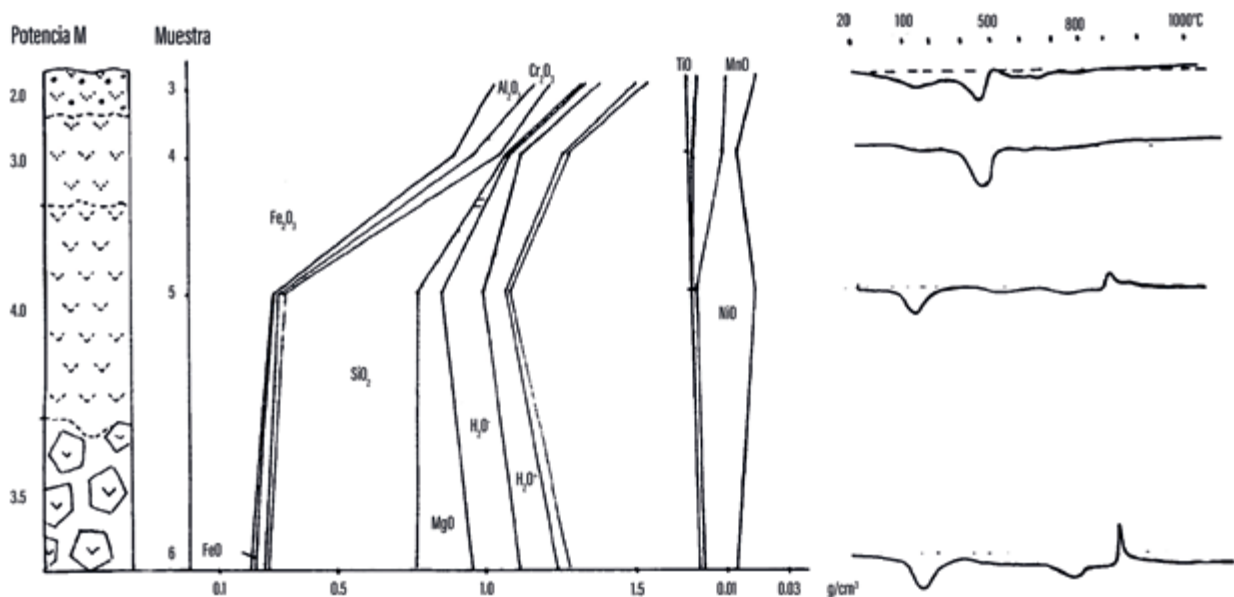


FIG. 21. Perfil geoquímico de la corteza de intemperismo en el yacimiento Sol Líbano, Nicaro

TABLA 15.

Composición química de los productos de la corteza de intemperismo de las ultrabasitas en el yacimiento de Sol Libano

	Concentración de los elementos en %														
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	CoO	Cr ₂ O ₃	H ₂ O-	H ₂ O+
Serpentinitas desintegradas	40.0	Tr.	-	5.94	1.4	0.26	36.6	-	0.01	0.002	0.32	0.01	0.36	2.6	11.7
Serpentinas lixiviadas	39.7	-	2.8	16.9	0.7	0.18	14.7	-	0.03	0.01	1.0	N.D.	1.25	13.0	9.2
Nontronitas	41.4	Tr.	2.9	25.6	-	0.11	6.9	0.27	-	-	1.66	N.D.	1.8	13.0	7.0
Ocres texturales	1.9	0.075	5.68	70.3	-	0.47	0.43	0.15	-	-	1.33	N.D.	6.2	2.8	10.7
Ocres No texturales	6.9	0.02	8.84	66.6	-	0.9	0.87	0.17	0.02	0.12	0.81	N.D.	3.0	3.4	8.1

Culmina el perfil de la corteza de intemperismo el horizonte de los ocres inestructuro-texturales, de colores rojo pardo a rojo violáceo oscuro que contienen numerosas concreciones de hierro. En la composición mineral del horizonte, junto con la goethita, se encuentran cantidades apreciables de hematita. El espesor del horizonte varía de 0.5 hasta 5 m. La composición química de los productos del intemperismo de este horizonte se muestran en la tabla 15.

El perfil de la corteza de intemperismo descrito anteriormente no siempre tiene igual desarrollo, tanto desde el punto de vista de la zonación general como del espesor de los distintos horizontes que la componen. A medida que se hace más abrupta la inclinación de las laderas, el espesor de la corteza disminuye y algunos horizontes pueden faltar del perfil. Frecuentemente esto se puede observar en la periferia sur de la región descrita donde el relieve de colinas y montañas bajas limita con las superficies elevadas aplanadas.

Buenos ejemplos que ilustran las regularidades de la disminución del espesor de la corteza de intemperismo y la ausencia de distintos horizontes en el perfil de la misma se pueden observar a lo largo de los caminos de Sol Libano a Los

Mulos y de Ocuja a Ramona. En otros lugares, a medida que se elevan las cotas absolutas del relieve, del perfil de la corteza, en primer lugar, deja de formarse el horizonte de las nontronitas y el horizonte de los ocres estructuro-texturales disminuye también de espesor. En algunos casos, cuando las pendientes son muy fuertes pueden observarse a los ocres estructuro-texturales yaciendo directamente sobre las serpentinas desintegradas. En tales casos no se excluye el origen proluvio-deluvial de tales perfiles, pero generalmente en presencia de pendientes muy fuertes que exceden el ángulo de pendiente crítico, la corteza de intemperismo está representada solo por las zonas iniciales de desintegración o de débil lixiviación. Resumiendo, se puede afirmar que a medida que se pasa de un relieve de montañas bajas y colinas a las superficies de nivelación elevadas, el perfil de la corteza de intemperismo disminuye, pasando de un perfil completo kerolito-nontronito-ocroso a un perfil abreviado kerolito-ocroso; y donde la inclinación de las pendientes se hace muy abrupta se desarrollan, como regla, perfiles incompletos de la corteza o se observan acumulaciones proluvio-deluviales de los productos friables sobre las rocas desintegradas.



FIG. 22.
Menas de la formación goethito-hematítica en la región de Moa. (Cortesía de Leandro L. Peñalver)



FIG. 23.
El níquel aparece en forma de impurezas isocoloidales y de absorción en los minerales portadores.



FIG. 24.
Menas de la formación nontronito-serpentino-niquelífera

Por el tipo de menas, en la región de Nicaro se distinguen otros tipos de formaciones meníferas a saber:

1. Goethito-hematítica.
2. Goethito-ferrocobalto-niquelífera
3. Nontronito-serpentino-niquelífera.

1. MENAS DE LA FORMACIÓN GOETHITO-HEMATÍTICA

Están representadas por las menas ocrosas que no conservan la estructura y textura de las rocas madres, de colores rojo pardo a rojo violáceo oscuro con concreciones de hierro cuya cantidad aumenta hacia arriba por el perfil. Predominan las fracciones menores de 0.05 mm, pero al mismo tiempo son frecuentes las fracciones de arenas gruesas y gravas mayores de 1 cm, a causa del contenido abundante de concreciones de hierro en las mismas. Los espesores varían de 0.5 hasta 8.0 m. Los contenidos promedios de Fe_2O_3 son de 45 % y de níquel 0.53 %. (ver fig. 22).

Dé acuerdo con los datos de Linchenat y Shirikova (1964), la composición mineralógica de estas menas y la participación en % de los distintos minerales es como sigue:

- Goethita o hidrogoethita cristalina y criptocristalina 50-70 %
- Hematita o hidrohematita 2-5 %
- Ferrohalloysita y halloysita 10-16 %
- Hidroargilita 15-20 %
- Asbolanas y cuarzos, en total 2-3 %
- Espinelas cromíferas 8 %
- Magnetita 3 %

2. MENAS DE LA FORMACIÓN GOETHITO-FERROCOBALTO-NIQUELÍFERA

Menas de la formación goethito-ferro-cobalto-niquelífera son menas ocrosas que conservan generalmente la textura de las rocas madres, de colores amarillo pardo, pardo naranja hasta rojo cereza; en la parte superior contienen algunas concreciones de hierro, pero en cantidad mucho menor que las menas anteriores. El contenido de Fe_2O_3 disminuye algo y alcanza 41.7 % como promedio, mientras que el níquel se incrementa notablemente alcanzando 1.34 % como promedio. En estas menas también predomina la fracción arcillosa menor de 0.05mm; las fracciones mayores de hasta 1 mm y más son completamente subordinadas. El espesor de estas menas varía grandemente entre 1 y 16 m. (ver fig. 23).

La composición mineralógica de estas menas y la participación en % de los distintos minerales es como sigue:

- Goethito-hidrogoethita 60-70 %
- Halloysita y ferrohalloysita 10-20 %
- Asbolana, cuarzo, calcita, montmorillonita, nontronita, magnesita, en total 5-8%

- Serpentina y serpentina ocrosa 5-10 %
- Piroxenos y olivino 2-7 %
- Cromoespinelas 3-5 %
- Magnetita 3-5 %

3. MENAS DE LA FORMACIÓN NONTRONITO-SERPENTINO-NIQUELÍFERA.

Las menas de la formación nontronito-serpentino-niquelífera están representadas por las rocas arcillosas, fragmentadas, de colores gris verdoso, verde olivo sucio, pardo amarillentas, deleznable plásticas que conservan por doquier la textura de las rocas madres y se desarrollan por grietas entre los bloques de las serpentinitas más duras y debajo de éstos. La fracción arcillosa también es aquí predominante, pero en menor medida que en las menas precedentes. Las fracciones más gruesas de arenas finas, gruesas y gravas tienen una mayor participación. Los contenidos de hierro disminuyen en estas menas hasta 16.2 % como promedio mientras que el níquel alcanza los contenidos máximos de hasta 1.54 % como promedio. Los espesores correspondientes a estas menas varían grandemente entre 1-17m. (ver fig. 24).

La composición mineralógica de estas menas y la participación en % de los distintos minerales es como sigue:

- Nontronita y serpentina nontronitizada 30 %
- Serpentina lixiviada 50 %
- Hidróxidos de hierro 10 %
- Asbolana, cuarzo, calcedonia, garnierita, kerolita en suma 2-5 %
- Olivino y piroxenos 1 %
- Espinelas cromíferas 2 %
- Magnetita 1 %

El níquel en forma de impurezas de absorción se observa, principalmente, en la nontronita y en la serpentina nontronitizada.

A diferencia con otras regiones minerales de Cuba, las menas de la formación nontronito-serpentino-niquelífera en la región de Nicaro tienen una importancia industrial predominante semejante al de las menas de la formación goethito-ferro-cobalto-niquelífera en otros lugares. Su formación está estrechamente vinculada con las condiciones hidrodinámicas e hidrogeológicas de la región.

YACIMIENTOS FERRO-COBALTO-NIQUELÍFEROS DESARROLLADOS SOBRE LAS TERRAZAS DE ABRASIÓN ALTAS

YACIMIENTO LAS CAMARIOCAS

Como más típico representante de este subtipo morfológico podemos considerar al yacimiento Las Camariocas, el cual se encuentra situado al sureste del poblado de Moa entre los ríos Moa y Cayo Guam que le sirven de límites

Oeste y Este respectivamente. Al Norte, una línea imaginaria que pasa aproximadamente por la cota 300 m lo separa del yacimiento Punta Gorda; al Sur, el límite natural lo constituye la meseta de Piloto. El yacimiento Las Camariocas está dividido en tres sectores: norte, este y sur. El sector norte se separa del sector Este por el curso del río Yagrumaje que corre de Sur a Norte. El sector Sur se separa del Sector Norte a su vez por el curso del arroyo Arroyón que corre hacia el noroeste y vierte sus aguas en el río Moa. En el área del yacimiento la corteza de intemperismo cubre enormes extensiones que alcanzan los 200 km². El manto de la corteza solo se ve interrumpido en las pendientes muy abruptas y en los fondos de los valles estrechos en forma de V de los ríos y arroyos que drenan la región. Las cortezas de intemperismo como regla se desarrollan sobre las superficies de las divisorias de las aguas aplanadas que son características de toda la vertiente septentrional del macizo de Sagua-Baracoa.

En el área del yacimiento y a partir de la superficie de Piloto que corona el sistema montañoso en esta región se desarrollan una serie de superficies escalonadas, ligeramente inclinadas de Sur a Norte que algunos autores asocian con bloques tectónicos (Sitnikov y otros, 1976). En realidad, estas superficies constituyen relictos de terrazas de abrasión las cuales se desarrollan por toda la vertiente septentrional del sistema montañoso de Sagua Baracoa y pueden correlacionarse con aquellas que se desarrollan en la región de Maisí. Estas terrazas comenzaron a formarse a partir del Plioceno cuando en toda la región se estableció un régimen de continuo levantamiento el cual continúa hasta nuestros días. El origen abrasivo de estas superficies se comprueba por su disposición paralela entre sí y con los contornos de la costa actual, su escalonamiento constantemente decreciente a partir de la superficie de Piloto y su presencia sólo en las laderas septentrionales de la Sierra Moa y no en las meridionales entre otros factores. Estas superficies están frecuentemente cortadas por los cursos de los ríos de carácter antecedente como el Moa, Yagrumaje y Cayo Guan que corren por los planos de falla de dirección Norte-Sur y sus afluentes que están asociados, generalmente, a las fallas secundarias de tipo plumaje. Como se puede apreciar, existen controles geomorfológicos y tectónicos en el yacimiento, que determinan la extensión y forma de los cuerpos minerales. La presencia de extensas superficies aplanadas favorece el desarrollo y conservación de la corteza, mientras que las dislocaciones tectónicas excavadas por las corrientes de agua sirven de límite natural a los cuerpos minerales; allí solo afloran las rocas madres desintegradas e intensamente agrietadas.

Las rocas a partir de las cuales se desarrollan las cortezas de intemperismo en el yacimiento Las Camariocas forman parte del complejo ofiolítico constituido, fundamentalmente, por rocas de composición ultrabásica, principalmente harzburgitas, pero además forman parte de este complejo otros tipos de rocas constituyendo en realidad un melange. Estas rocas fueron emplazadas tectónicamente posiblemente en estado frío (Knipper, 1974; Formell, 1976) durante el Postcampaniano Premaastrichtiano. La edad de emplazamiento de estas rocas se fija por el hecho de que sus productos rudáceos se encuentran por primera vez en las molasas del Maestrichtiano. En el propio Maestrichtiano existieron condiciones para la formación de las primeras cortezas de intemperismo de las ultrabasitas en la región. Varias generaciones de cortezas de intemperismo se produjeron en el transcurso del tiempo geológico, sus productos se pueden observar en los depósitos rudáceos de distintas épocas que se acumulan en la periferia de los macizos montañosos de Nipe-Cristal y Moa Baracoa.

Al final del Mioceno se reanimó la actividad tectónica con movimientos de levantamiento sistemático de la corteza terrestre y se crearon las condiciones para la formación de las cortezas de intemperismo que vemos en nuestros días.

En el yacimiento, las rocas de composición ultrabásica son las más ampliamente distribuidas; generalmente ellas están serpentinizadas en diferente grado lo cual dificulta a veces el reconocimiento de su constitución primaria. Una intensificación del proceso de serpentización desde el centro de los macizos ultrabásicos hacia su periferia fue establecido por Formell en 1976. Esta regularidad se observa claramente en el yacimiento Las Camariocas donde la serpentización de las ultrabasitas aumenta de Sur a Norte.

Las peridotitas se distribuyen en todos los sectores del yacimiento, entre ellas, las harzburgitas son las más abundantes (ver Tabla 16), pero se encuentran también lherzolitas y wherlitas diferenciables de las primeras solo al microscopio. Las harzburgitas poco alteradas son rocas compactas de color verde oscuro hasta negro, de textura claramente granular donde se destacan los cristales de piroxenos entre la masa de olivino. Se componen de olivino 60-70 % y ortopiroxenos (enstatita bastitizada) 30-40 %. Como mineral accesorio siempre está presente la cromoespínula (1-2 %). Los minerales secundarios están representados por antigorita, crisotilo, lizardita, tremolita, actinolita, talco y clorita.

Las dunitas se encuentran generalmente entre las peridotitas en forma de lentes pequeños (2-3 %) en todos los sectores, tabla 16; ellas presentan abundante diseminación de cromoespínulas y están serpentinizadas en diferente grado.

En el sector Este, aparecen plagioperidotitas que abarcan un área de 0.2 Km², en esta área también se desarrollan los gabros que ocupan 0.1 Km². Entre las variedades de gabro figuran los gabros normales, olivínicos y los gabros troctolitas. En este propio sector se localizan porfiritas andesíticas y en el sector Norte ocurren diabasas. Las rocas filonianas y de diques están pobremente representadas.

Sobre todo, el substrato rocoso, heterogéneo por su composición, se desarrolla la corteza de intemperismo cubriendo como un manto la casi totalidad del área del yacimiento. El manto de la corteza de intemperismo solo se interrumpe en las pendientes escarpadas y abruptas, El perfil de la corteza de intemperismo que se desarrolla en el yacimiento Las Camariocas es esencialmente un perfil *in situ* de tipo abreviado que tiene las siguientes características:

El horizonte de las ultrabasitas desintegradas que está representado por rocas poco alteradas, muy poco diferenciables de las ultrabasitas frescas, intensamente fracturadas, de colores verde oscuro hasta negro, compactas. Por las grietas se observan finas vetillas de serpofita y kerolita. El agrietamiento de las rocas aumenta de abajo hacia arriba. El horizonte de desintegración está distribuido por todas partes bajo las formaciones friables de la corteza y solo aflora en aquellos lugares donde se desarrolla un perfil incompleto de la corteza. El espesor de este horizonte es variable y se calcula entre 1 a 10 m. Generalmente, este es un horizonte estéril, sólo se observan concentraciones insignificantes de Ni asociados a la presencia de minerales secundarios de infiltración (Ni-Kerolita) y a una muy ligera nontronitización y ocritización que a veces se observa por las grietas en los lugares de intenso agrietamiento de las rocas.

El horizonte de las ultrabasitas lixiviadas y débilmente nontronitizadas está representado por las rocas de colores gris claro, verde claro grisáceo, compactas, porosas, ligeras, que se rompen fácilmente al golpearlas con el martillo, muy agrietadas, atravesadas por una red de finas vetillas de minerales de infiltración como carbonatos, serpofita, kerolita, etc; frecuentemente arcillosa en la superficie.

Se observa la disposición frecuente en bloques redondeados con un núcleo más fresco y superficies lixiviadas y nontronitizadas. La nontronitización es ligera y no llega a constituir un horizonte definido; sin embargo, los bloques de las serpentinitas lixiviadas presentan por doquier nontronitización. Asociados con las nontronitas también se observa cristobalita y ferrisaponita. Al microscopio binocular estos minerales aparecen íntimamente asociados. Por las grietas, entre los bloques de las ultrabasitas lixiviadas se observa ocritización. La

potencia del horizonte es variable; como promedio es de 2-4 m, pero en las zonas de desarrollo de las fallas su potencia puede aumentar hasta 13 m. Con este horizonte están relacionadas las menas serpentínicas fuera de balance.

El horizonte de los ocres estructuro-texturales está representado por los ocres de colores, amarillo pardo y rojo pardo, friables, suaves que se desmoronan en las manos y conservan enteramente la estructura-textura de las rocas madres. Generalmente, presentan acumulaciones de psilomelano en forma de pequeñas vetillas y nidos; asimismo, puede observarse diseminaciones de cromoespínelas distribuidas en toda la masa de los ocres. El espesor del horizonte es variable entre 1.5 y 6.5 m como promedio, pero en algunos lugares alcanzan hasta 12 m. Con este horizonte están relacionados las menas níquelíferas de balance. Cuando aparecen menas fuera de balance asociadas con este horizonte se está en presencia de una corteza formada a partir de rocas diferentes a las peridotitas serpentinizadas.

El horizonte de los ocres inestructuro-texturales con concreciones de hierro se desarrolla sobre los ocres de colores, pardo oscuro, rojo violáceo oscuros, friables, homogéneos. En los mismos no se distinguen relictos de la textura de las rocas madres. En su masa se distribuyen concreciones de hierro (perdigones) cuya cantidad aumenta hacia arriba llegando a constituir cerca de la superficie, prácticamente, toda la masa de la corteza. Muy a menudo en la superficie los perdigones se cementan entre sí y forman una coraza de hierro duro (hardpan) que da lugar a bloques de dimensiones apreciables. El espesor promedio de este horizonte está entre 1 y 6 m. Con el horizonte de los ocres inestructuro-texturales están relacionadas acumulaciones de materiales redepositados de la corteza de intemperismo de carácter proluvio-deluvial. Esos materiales están representados por ocres arcillosos de variados colores, entre el rojo pardo hasta los tonos amarillentos y carmelitas claros presentando generalmente estratificación laminar fina subhorizontal o inclinada. El espesor promedio de ellos oscila entre 1.5 y 2.5 m. La cartografía de estos depósitos y su separación de los ocres inestructuro-texturales se hace muy difícil debido a su similitud. Al mismo tiempo se destaca una regularidad característica en el aumento del espesor de los productos de redeposición del Sur al Norte, desde los lugares más elevados del yacimiento a los más bajos.

Esta regularidad ya fue establecida para el yacimiento Punta Gorda desarrollado en cotas aún más bajas que el yacimiento Las Camariocas.

Con el horizonte de los ocres inestructuro-texturales y los productos de redeposición están relacionadas las menas ferrosas de balance.

En conjunto, en la composición del complejo menífero del yacimiento Las Camariocas se pueden diferenciar tres formaciones meníferas:

1. Ferrosas goethito-hematíticas
2. Goethito ferro-cobalto-níquelíferas
3. Serpentino-nontronito-níquelíferas

Las menas de la formación goethito-hematítica se acumulan en la parte superior del perfil de la corteza de intemperismo y comprenden tanto los ocres inestructuro-texturales formados, *in situ*, como los ocres redepositados por procesos proluvio-deluviales. En la masa de los ocres se observan concreciones de hierro cuya cantidad aumenta hacia arriba; ellas predominan completamente desde la superficie hasta una profundidad de 0.5 m. La cantidad de perdigones en la masa de los ocres no es igual en todos los sectores del yacimiento. En los sectores N y E ellos constituyen entre el 20 y el 50 % y hasta el 60 % del volumen total de las menas ferrosas. Mientras que en el sector Sur esa cantidad disminuye hasta el 10%, raramente hasta el 15 %. Esto está relacionado, indudablemente, con una mayor participación de los procesos de redeposición en los sectores Norte y Este en relación con el sector Sur.

La masa de los ocres y ocres arcillosos presenta compleja coloración, desde los tonos carmelitas oscuros y rojo violáceos oscuros hasta los tonos pardos claros, pardos amarillentos y amarillos. Frecuentemente se observa una fina estratificación laminar de ocres arcillosos de distinta coloración lo que les da un aspecto abigarrado.

El peso volumétrico promedio de estas menas es de 1.37 g/cm³. En la composición mineralógica de estas menas como regla entran predominantemente la goethita-hidrogoethita las cuales constituyen el 57.2 % en los sectores Norte y Este y el 67.3 % en el sector Sur. Las cantidades de gibbsita alcanzan el 15.3 % y se elevan consecuentemente en el sector sur hasta el 24.8 %. De los minerales accesorios solo la cromita está presente permanentemente alcanzando el 5.5 %. Las cantidades del resto de los accesorios (magnetita, hematita, y minerales de manganeso) oscilan en los límites de 1-4 %.

La composición química de esta formación se muestra en la Tabla 16; Los cambios en la composición química de las menas en los distintos sectores del yacimiento se corresponden con los cambios en la composición mineralógica. El contenido de níquel en las menas en todos los casos es bastante estable y no supera el 0.7 %.

Las menas de la formación goethito ferro-cobalto-níquelífera comprenden las principales reservas del yacimiento. Están representadas por los ocres estructuro-texturales, friables, en lugares terrosos pero que conservan las regularidades texturo-estructurales de las rocas madres.

TABLA 16.

Composición Química promedio de las menas de los distintos sectores del yacimiento Las Camariocas.

Formación Menífera	Sector	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Ferroso Goethita Hematítica	Norte	4.14	0.27	12.47	63.96	0.10	0.65	1.64
	Este	1.86	0.34	14.84	64.43	0.43	0.69	0.61
	Sur	5.7	0.22	13.85	59.32	0.75	0.69	1.97
Goethito Ferro-Cobalto Niquelífera	Norte	5.5	0.1	8.77	63.96	0.14	0.91	2.67
	Este	4.08	0.12	8.84	65.11	0.11	1.5	2.38
	Sur	6.55	0.11	9.4	61.69	0.38	0.81	2.74
Serpentino Nontronito Niquelífera	Norte	21.95	0.07	6.31	38.36	0.26	0.70	15.14
	Este	21.93	0.09	6.63	31.5	0.34	0.59	14.12
	Sur	25.47	0.14	6.06	37.4	0.66	0.49	13.49
Serpentino Niquelífera	Este	37.46	0.04	1.79	12.27	0.80	0.17	31.34
	Sur	37.7	0.15	3.38	12.53	1.91	0.24	29.43

TABLA 17.

Composición química de las harzburgitas y dunitas serpentizadas de distintos sectores del yacimiento Las Camariocas.

Roca	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
1							
2	38.77	0.02	0.88	8.40	0.50	0.11	40.40
3	37.1	0.01	0.87	8.04	0.48	0.07	37.70
4	39.36	0.01	0.41	5.27	2.52	0.12	40.60
5							
6	35.49	0.01	0.61	7.18	2.19	0.11	43.26

1. Harzburgitas, 2. Sector Sur, 3. Sector Norte, 4. Sector Este, 5. Dunitas, 6. Sector Sur.

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	CoO	Cr ₂ O ₃	P ₂ O ₅	PPI	Suma	P.V.
0.23	0.21	0.08	0.69	0.056	2.16	0.07	12.83	99.64	1.37
0.09	0.22	0.066	0.72	0.032	2.15	0.06	13.67	100.03	1.37
0.19	0.22	0.07	0.69	0.089	2.38	0.06	13.7	99.96	1.23
0.20	0.22	0.05	1.81	0.129	2.57	0.07	12.92	99.94	1.06
0.13	0.19	0.06	1.48	0.156	2.77	0.06	13.06	99.86	1.09
0.12	0.22	0.06	1.47	0.126	2.74	0.07	13.23	99.74	1.50
0.25	0.15	0.06	1.90	0.065	1.85	0.05	12.3	99.41	0.97
0.11	0.17	0.07	1.87	0.075	1.93	0.04	12.24	99.73	0.95
0.50	0.20	0.04	1.53	0.057	1.21	0.05	11.32	99.82	0.83
0.05	0.21	0.08	1.94	0.025	0.72	0.04	12.61	99.55	1.5
0.72	0.08	0.05	1.53	0.03	1.34	0.04	10.70	99.33	1.50

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	CoO	Cr ₂ O ₃	P ₂ O	PPP	Suma
0.19	0.11	0.02	0.65	0.016	0.31	0.08	11.92	99.36
0.11	0.02	Tr.	0.39	0.011	0.33	0.07	14.72	99.97
Tr.	0.13	0.03	0.37	0.008	0.91	0.05	11.11	99.94
Tr.	0.11	0.03	0.48	0.012	0.36	0.06	9.4	99.30

En la composición granulométrica predomina la fracción arcillosa micropelítica (91-95 %), por otra parte, la fracción aleurítica no supera el 2 % y la arenosa el 1.5 %. El peso volumétrico de las menas como promedio es de 1.09 g/cm³.

En la composición mineralógica predomina la goethita-hidrogoethita (55.5-84 %). Su contenido medio en las menas del sector sur alcanza 64.2 %, en el norte 70.2 % y en el este 71.2 %. El contenido de gibbsita en las menas oscila entre 9.2 hasta 17.4 %. La magnetita, cromoespinelas y los minerales de manganeso se encuentran en las menas en cantidades similares que suman en total el 12-13 %, los minerales relictos del grupo de la serpentina comprenden frecuentemente solo el 6.7 % y solo en el sector sur su contenido aumenta hasta el 10 %.

La composición química de las menas de la formación goethito-cobalto-niquelífera se muestra en la Tabla 16. Un significado predominante tiene el hierro trivalente en la composición de estas menas, su contenido oscila entre el 61 y el 65 %. El contenido de aluminio disminuye significativamente en comparación con las menas goethito-hematíticas y no supera el 8-9 %. El contenido de níquel al contrario se eleva y oscila frecuentemente entre 1.4 y 1,8 %. Junto con el níquel aumenta el contenido de cobalto alcanzando 0.12- 0.15 %.

Las menas de la formación serpentino-nontro-nito-niquelífera a pesar de estar distribuidas por doquier en el área del yacimiento tienen un menor significado práctico. Ellas están representadas por ultrabasitas lixiviadas ligeramente nontro-nitizadas. Macroscópicamente son rocas ligeras, porosas, a veces arenosas, a veces arcillosas que conservan las particularidades texturo-estructurales de las ultrabasitas subyacentes. El color varía de gris claro a gris oscuro a veces gris verdoso. El análisis granulométrico muestra que estas menas en un 70-80 % está compuesta de la fracción macropelítica. Las fracciones aleurítica y arenosa comprenden el 15-30 %. En las menas más duras el papel de las fracciones gruesas aumenta y su contenido puede elevarse hasta el 55 %. El peso volumétrico de las menas suaves es de 0.9 g/cm³ y el de las duras 1.3 g/cm³.

En la composición mineralógica predominan la serpentina, la nontronita, la cantidad de las cuales alcanza como promedio el 46 % para el sector este, 50 % para el norte y 43.9 % para el sur. Las cantidades de goethita-hidrogoethita en estas menas consecuentemente no superan el 40, 35 y 38 % respectivamente. La cromoespinela, magnetita, los minerales de manganeso, el cuarzo y la gibbsita en los sectores norte y sur no sobrepasan en suma el 3%.

La composición química de las menas se muestra en la tabla 16. En comparación con otras formaciones meníferas el contenido de sílice en estas menas aumenta mientras que el

hierro y el aluminio consecuentemente disminuyen. El contenido de níquel en las menas de esta formación es el máximo y oscila entre 1.5 hasta 1.9 %. Al mismo tiempo, el contenido de cobalto se reduce bruscamente manteniéndose por debajo de las condiciones de balance.

El predominio en la composición del complejo menífero de las menas de la formación goethito ferro-cobalto-niquelíferas observado en el yacimiento Las Camariocas es característico para todos los yacimientos de la región relacionados con las terrazas de abrasión altas. Una composición análoga de las asociaciones minerales caracteriza las partes superiores del yacimiento Moa, los yacimientos de Atlántico, Yamanigüey y otros. La composición del complejo menífero de los yacimientos desarrollados sobre las terrazas de abrasión altas, se parece en un elevado grado a la composición de los yacimientos desarrollados sobre las montañas bajas en forma de meseta. Esto está determinado por la cercanía de las condiciones geomorfológicas, hidrodinámicas e hidrogeoquímicas que rigen en ambas regiones.

YACIMIENTOS FERRO-COBALTO-NIQUELIFEROS DESARROLLADOS SOBRE LAS TERRAZAS DE ABRASIÓN BAJAS

YACIMIENTO LA DELTA

El ejemplo más típico de este subgrupo morfológico lo constituye el yacimiento La Delta que se encuentra situado en las laderas septentrionales de la Sierra de Moa. El yacimiento está limitado al Oeste y al Este por los cursos de los ríos Cayo Guam y Quesigua que corren de Norte a Sur, al Norte el límite natural lo constituyen los cuerpos de gabro estériles de Quemado del Negro y al Sur el límite esta dado por afluentes del río Cayo Guam. El yacimiento tiene una forma alargada y estrecha en la dirección Sur-Norte y se desarrolla sobre superficies aplanadas, escalonadas desde un poco más de los 400 m de altura absoluta al Sur hasta alrededor de los 80 m al Norte. Varios escalones de terrazas son fácilmente discernibles en el relieve. Al menos se pueden apreciar cinco niveles distribuidos de Sur a Norte.

Las cortezas de intemperismo se forman por doquier sobre estas superficies aplanadas o suavemente inclinadas al Norte, pero a diferencia con otros yacimientos, aquí, las cortezas se desarrollan de manera significativa sobre varios tipos de rocas además de las harzburgitas serpentinizadas. En el yacimiento La Delta la heterogénea composición del substrato rocoso juega un papel muy principal en la forma y contenido mineral de los cuerpos minerales. Las plagiopéridotitas, gabros y dunitas están ampliamente

distribuidas en el área del yacimiento formando un verdadero melange ofiolítico. Las relaciones de los gabros con las peridotitas son universalmente tectónicas. La heterogeneidad de las rocas madres condicionan las diferencias en los grados de mineralización de las cortezas de intemperismo desarrolladas sobre ellas, la configuración de los cuerpos minerales y el contenido en ellos de los componentes útiles.

Las harzburguitas que constituyen la roca madre principal de las cortezas de intemperismo meníferas se componen de olivino 60-70 %, enstatita bastitizada en diferentes grados 30-40 % y cromo espinelas y magnetita en suma 1-2 %. Las harzburguitas aparecen serpentinizadas en diferente grado, los minerales secundarios están representados por crisotilo, lizardita, tremolita, actinolita, talco y clorita.

El segundo lugar lo ocupan las dunitas que aparecen generalmente serpentinizadas y están constituidas por olivino y serpentina (lizardita) además de granos dispersos de minerales metálicos. Las serpentinas forman una red compleja en cuyos retículos se encierran granos relictos de olivino. A veces la serpentización es tan intensa que casi no se observa el olivino.

Ocurren también las lherzolitas serpentinizadas que están constituidas por olivino, orto y clinopiroxenos y minerales metálicos accesorios de cromita y magnetita; estas rocas se diferencian de las harzburguitas descritas solo por su alto contenido en clinopiroxenos (diópsido, más del 50 % del volumen de la roca). Las wherlitas serpentinizadas también se observan; ellas están constituidas por olivino y clinopiroxeno y raros cristales de plagioclasa prehnitizadas (menos del 1 %).

Son frecuentes también las lherzolitas y wherlitas plagioclásicas con un mayor contenido de plagioclasa que se presenta en cristales xenomorfos, a veces maclados, peditizados y algo cloritizados. Las texturas de estas rocas varían de nodular a pseudoporfírica y reticular. Los gabros también abundan en el área del yacimiento predominando los gabros olivínicos leucocráticos que se componen de plagioclasas (labrador) 60-70 %, clinopiroxenos (20-25 %) y olivino (10-15 %). Sobre todos estos tipos de rocas descubiertos en el área del yacimiento se desarrollan las cortezas de intemperismo.

Una particularidad característica de las cortezas de intemperismo del yacimiento La Delta es la ocurrencia frecuente y a veces notable, de gibbsita, a causa del contenido de plagioclasas en las rocas madres.

Los perfiles predominantes en La Delta son de tipo abreviado, aunque hacia el Norte, donde la transferencia de aguas se hace más lenta, se desarrollan perfiles completos de la corteza.

El espesor de la corteza de intemperismo oscila entre 1 y 13 m y se encuentra en la proporción inversa al ángulo de pendiente de la superficie.

El perfil promedio de las cortezas de intemperismo de las rocas ultrabásicas de abajo hacia arriba es como sigue:

1. El horizonte de las ultrabasitas serpentinizadas desintegradas, representado por las rocas casi no alteradas que se diferencian muy poco de las rocas frescas. Son rocas de colores gris oscuro a verde oscuro, a veces hasta negro, donde brillan los cristales de piroxenos bastitizados, agrietados, al ser golpeados con el martillo muestran una intensa fracturación desintegrándose en guijarros muy angulosos. Por las grietas se observan a veces finas vetillas de serpofita y kerolita las cuales muestran a menudo huellas de deslizamiento tectónico. El agrietamiento de las rocas en sentido general aumenta de abajo hacia arriba; en algunas ocasiones, por las fracturas mayores se observa nontronitización y ocritización. La potencia del horizonte de desintegración es variable y generalmente oscila de 1 a 10 m. Las mayores potencias están relacionadas con las zonas de fallas donde el agrietamiento es más intenso y llega hasta la milonitización de las rocas. Las rocas de este horizonte son generalmente estériles, la mineralización de níquel solo se observa donde el grado de fracturación y agrietamiento es mayor y ocurre nontronitización y cloritización por las grietas.
2. El horizonte de las ultrabasitas serpentinizadas lixiviadas y nontronitizadas está representado por las rocas grises, verde claras, gris verdosas, verde olivo, ligeras, porosas, deleznable que se desmoronan fácilmente al golpearlas con el martillo, intensamente agrietadas, cruzadas por numerosas vetillas rellenas de serpofita y kerolita; a veces la kerolita forma nidos sustituyendo a la serpentina. Se observa también frecuentemente opalización por las grietas. Las rocas lixiviadas presentan formas redondeadas con una superficie muy suave nontronitizada y un núcleo mucho más fresco. Entre los bloques redondeados de las rocas lixiviadas se desarrollan las nontronitas y los ocre. El límite con el horizonte inferior es gradual y bastante regular en sentido vertical. El límite con el horizonte superior, por el contrario, a pesar de ser gradual es bastante irregular en sentido vertical debido a la presencia frecuente de bolsones por donde penetra la nontronitización y la ocritización a profundidad entre los bloques redondeados de las ultrabasitas lixiviadas. Los espesores de este horizonte son muy variables, en general puede asumirse

TABLA 18.

Composicion mineralógica y química de las menas del yacimiento La Delta.

Formación menífera	% de los Elementos									
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Ferrosa goethito-hematítica	3.28	0.52	19.86	57.83	0.48	0.45	0.79	0.26	0.02	0.03
Goethito ferro-cobalto-niquelífera	20.47	0.33	9.12	68.3	0.36	1.07	1.48	0.15	0.01	0.01
Serpentino nontro-nito niquelífera	28.46	0.25	6.1	28.9	0.63	0.48	16.1	0.25	0.01	0.01
Serpentino niquelífera	35.24	0.20	2.73	15.37	3.27	0.29	30.1	0.96	0.02	0.01

una oscilación de los espesores entre 2 y 12 m, pero como promedio es de alrededor de 4-5 m. Con este horizonte están asociadas las llamadas menas serpentínicas duras y blandas de la nomenclatura industrial.

- El horizonte de los ocres estructuro-texturales está representado por los ocres plásticos, pulverulentos en estado seco, de colores amarillo, pardo naranja, hasta rojo cereza, friables, deleznales, que conservan completamente la textura y estructura de las rocas madres. Como regla los ocres presentan una viva coloración y poseen una significativa cantidad de minerales de manganeso en forma de finas intercalaciones y nidos; también se observan pequeños nidos diseminados de los minerales metálicos accesorios cromita y magnetita. A veces en la masa de los ocres en su parte inferior se observan clastos de las rocas lixiviadas, también algunas veces hay silicificación de los ocres cerca de su límite inferior.

Los espesores de este horizonte oscilan entre 2-12 m, en casos aislados se observan espesores de hasta 20 m, pero como promedio el espesor de este horizonte es de 7.25 m.

- El horizonte de los ocres inestructuro-texturales con concreciones está constituido por los ocres carmelita pardos, pardo-rojizos

hasta rojo violaceos, que no poseen relictos de la textura de las rocas madre, plásticos, friables, deleznales, pulverulentos en estado seco que se compactan hacia arriba formando una coraza dura con perdigones de distintos tamaños, desde pocos mm hasta mas de 1 cm de diámetro. La cantidad de los perdigones aumenta de abajo hacia arriba y cerca de la superficie forman a veces la casi totalidad de la masa de los ocres aglutinándose y cementándose entre sí para formar una coraza dura concrecionada de tipo "hardpan".

A veces se puede observar pseudo-estratificación en los ocres en forma de finas laminillas de ocres arcillosos, muy plásticos, de variados colores lo que les da un aspecto abigarrado. Estos materiales están relacionados con los productos de la redeposición proluvio-deluvial de las cortezas de intemperismo. El espesor de este horizonte varía desde 1-3 m hasta 5-7 m, en algunos casos el espesor alcanza 10-12 m y como promedio es de 2.8 m.

Debido a lo heterogéneo del substrato que origina variaciones frecuentes y significativas en los tipos de rocas madre con el consecuente desarrollo de distintos tipos de cortezas de intemperismo sobre ellas, que al mismo tiempo forman un manto único con productos del intemperismo indiferenciables entre sí megascópicamente, la

% de los Elementos						P.V. g/cm ³	Composición Mineralógica
NiO	CoO	Cr ₂ O ₃	P ₂ O ₅	SO ₃	PPI		
0.47	0.04	1.3	0.01	0.27	14.8	1.66	Goethito, hidrogoethito, hematita, hidrohematita (63.2%); gibbsita (23.8%); cromoespinela, magnetita, asbolana (5.5%); cuarzo, serpentina (4.9%)
1.13	0.13	2.65	0.012	0.34	11.4	1.33	Goethito, hidrogoethita, hematita, hidrohematita (71.3%); Gibbsita (10.1%); magnetita, maghemita, cromoespinela, asbolana (7.6%); serpentina, cuarzo y otros (8.3%).
1.94	0.06	2.31	0.008	0.03	11.7	1.37	Minerales del grupo de las Serpentininas (lizardita, antigorita, crisotilo), nontronito, cristobalita, ferrisaponita, kerolita (48.5-63.7%); goethita, hidrogoethita, hematita (16.9-29.4%); gibbsita (4.1%); accesorios metálicos (3.2-7.8%).
1.17	0.02	0.77	0.008	0.02	10.3	2.3	

distinción vertical y areal de las cortezas solo puede hacerse sobre la base de los análisis químicos.

En el yacimiento se distinguen 4 cuerpos principales y además hay otros 26 cuerpos más pequeños que se distribuyen, o en la periferia de los cuerpos grandes o en las áreas adyacentes entre uno y otro cuerpo. Los cuerpos minerales tienen forma redondeada o extendida en dirección meridional y sus contornos son sinuosos o irregulares. El área de los grandes cuerpos fluctúa desde 0.5 hasta 1.2 km².

El cuerpo N° 1 se extiende en el extremo norte del yacimiento. Los límites son bastante bruscos y están determinados por fallas que separan las peridotitas y las dunitas de otras rocas que no son productivas. Desde el punto de vista geomorfológico, el cuerpo 1 se ubica en la divisoria de las aguas entre el río Cayo Guam y el Quesigua, la cual representa los relictos de las terrazas de abrasión escalonadas más bajas del yacimiento. La altura máxima del cuerpo es 250 m y la mínima, 80 m.

El cuerpo N° 2 se extiende inmediatamente al sur del cuerpo 1, ocupando un área más o menos isométrica. Las dimensiones de este cuerpo son menores que las del anterior. Los límites del cuerpo son bastante bruscos en todas direcciones debido al bajo contenido de Ni que caracteriza a las cortezas de intemperismo de plagioperidotitas que se desarrollan alrededor del

cuerpo. El cuerpo se extiende desde la parte más alta de la divisoria de las aguas hacia las laderas Este y Oeste, la altura máxima es de 265 m y la mínima de 180 m. El espesor oscila entre 3 y 6 m.

El cuerpo 3 está situado en la parte suroccidental del yacimiento y tiene una forma irregular alargada en dirección Sur-Norte. Este cuerpo es menos continuo que los demás, aquí se observan 9 ventanas estériles de variadas dimensiones, además, sus contornos son bastante irregulares. El área principal del cuerpo está ocupada por las peridotitas serpentinizadas, varios cuerpos más pequeños de dunitas se distribuyen principalmente hacia la periferia del cuerpo mineral, los límites están dados por las áreas de desarrollo de las plagioperidotitas al noreste, suroeste y Sur. El espesor promedio es de 5-10 m. El cuerpo 3 está situado en la parte más alta del yacimiento. La altura máxima es de 425 m y la mínima de 280 m.

El cuerpo 4 está situado en una pequeña área en el extremo sureste del yacimiento, la forma del cuerpo es aproximadamente triangular, allí se desarrollan principalmente las harzburgitas serpentinizadas limitadas por las cortezas de plagioperidotitas. El espesor de las cortezas en el área del cuerpo es de entre 3 y 8 m. El cuerpo está situado sobre un nivel de terrazas de alrededor de los 400 m de altura absoluta.

Los cuerpos pequeños, vistos en sentido general, tienen una importancia subordinada dada, tanto por la pequeña área de desarrollo como por las calidades de las menas.

De acuerdo a las características del perfil de las cortezas de intemperismo menífero en el yacimiento La Delta se distinguen las siguientes formaciones meníferas:

1. Ferrosas goethito-hematíticas
2. Goethito ferro-cobalto-niquelíferas
3. Serpentino-nontronito-niquelíferas

1. MENAS DE LA FORMACIÓN GOETHITO-HEMATÍTICA.

Se distribuyen en el horizonte de los ocres inestructuro-texturales de las cortezas de intemperismo. Son rocas friables, deleznales, ocrosas, arcillosas, con perdigones de diámetro entre 1-3 mm, de colores carmelita oscuro, pardo hasta rojo violáceos. Sus espesores son muy variables entre 1 y 8 m. Estas menas se acumulan preferentemente en la parte más superior del horizonte de los ocres inestructuro-texturales. El peso volumétrico varía entre 1.25 hasta 2.05 g/cm³ con un promedio de 1.66 g/cm³, bastante elevado debido a la presencia de los perdigones de hierro de alto peso específico.

En estas menas predominan las fracciones arcillosas de 0.05 mm y menores, las cuales constituyen el 86.31 % del volumen total de las menas, mientras que las clases de más de 1 mm constituyen solo el 7.1 %. Las fracciones entre 0.05 y 1 mm forman el 6.5 %.

Los minerales de goethita, hidrogoethita, hematita e hidrohematita constituyen el 63.24 % del volumen total, mientras que la gibbsita alcanza el 23.81 %. Los minerales metálicos por su parte, alcanzan 5.52 %, mientras que los relictos de serpentina y el cuarzo, etc. el 4.98 %.

La composición química de las menas confirma los datos mineralógicos. De manera que el promedio de Fe₂O₃ es de 57.83 % mientras el MgO solo alcanza el 0.79 %. Por su parte el aluminio se presenta en proporciones bastante elevadas para este tipo de menas y tiene un valor promedio de 19.86 %, alcanzando a veces hasta el 29 % del volumen total. Los valores de níquel al contrario son bajos y su promedio es solo de 0.47 %. Los análisis químicos completos de estas menas se muestran en la tabla 18.

2. MENAS DE LA FORMACIÓN GOETHITO-COBALTO-NIQUÉLÍFERA.

Tienen la mayor importancia práctica para el yacimiento. La masa principal de las mismas coincide con el horizonte de los ocres inestructuro-texturales; son agregados minerales ocroso-arcillosos, friables, deleznales, pulverulentos en estado seco, porosos, de colores amarillo,

pardo naranja hasta rojo cereza, que conservan por todas partes, relictos de la textura y estructura de la roca madre. Frecuentemente en la masa de los ocres se disponen vetillas y nidos de manganeso y se observan también nidos y diseminaciones de cromita y magnetita. En la parte superior de estas menas frecuentemente comienzan a aparecer perdigones de hierro; son frecuentes también en la masa de los ocres, relictos de serpentinitas lixiviadas y nontronitizadas cuya cantidad es mucho mayor, cerca del límite inferior de las mismas donde también se observa silicificación en forma de finas vetillas entre los ocres.

El peso volumétrico oscila entre 0.88 hasta 1.79 g/cm³ con un promedio de 1.33 g/cm³ menor que el promedio de la formación precedente. Al igual que en el anterior tipo de menas, aquí predomina la fracción arcillosa menor de 0.05 mm, la cual constituye el 83.26 % del volumen total. La fracción 0.1-0.05 representa el 3.34 %. La fracción 0.25-0.1 el 2.15 %. La fracción 0.5-0.25 el 34.34 %. La fracción 1-0.5 el 5.82 % y la fracción de más de 1 mm solo el 1.13 %, lo que atestigua una menor participación de los perdigones de hierro en estas menas en comparación con las menas goethito-hematíticas.

La participación en % de los distintos minerales es como sigue: la goethita, hidrogoethita, hematita e hidrohematita constituyen el 71.34 % del volumen total. Le sigue en orden de importancia la gibbsita que constituye el 10.12 %. La magnetita, maghemita, cromo espinelas y los minerales de manganeso alcanzan el 7.59 % mientras que los minerales relictos de la serpentina, el cuarzo y otros alcanzan el 8.26 %.

La composición química de las menas confirma los datos de la composición mineralógica. Así, por ejemplo, el Fe₂O₃ promedia el 68.3 % mientras que el magnesio sólo alcanza el 1.48 %, un valor muy bajo, pero ligeramente más alto que el contenido de magnesio en las menas goethito-hematíticas. Los contenidos promedios de níquel son de 1.13 %. La sílice al igual que el magnesio presenta valores muy bajos de 2.47 % como promedio. El aluminio presenta valores relativamente normales de 9.12 % como promedio, pero en algunas muestras estos valores se elevan y alcanzan hasta el 15.37 %.

3. MENAS DE LA FORMACIÓN SERPENTINO-NONTRONITO-NIQUÉLÍFERA.

Estas menas están relacionadas con el horizonte de las serpentinitas lixiviadas y nontronitizadas del perfil abreviado de la corteza. Ellas tienen una importancia subordinada en relación a las menas de la formación precedente. Están representadas por las rocas de colores gris claro a gris oscuro, verde claro a verde oscuro, gris verdosas, suaves, porosas, deleznales, que se desmoronan

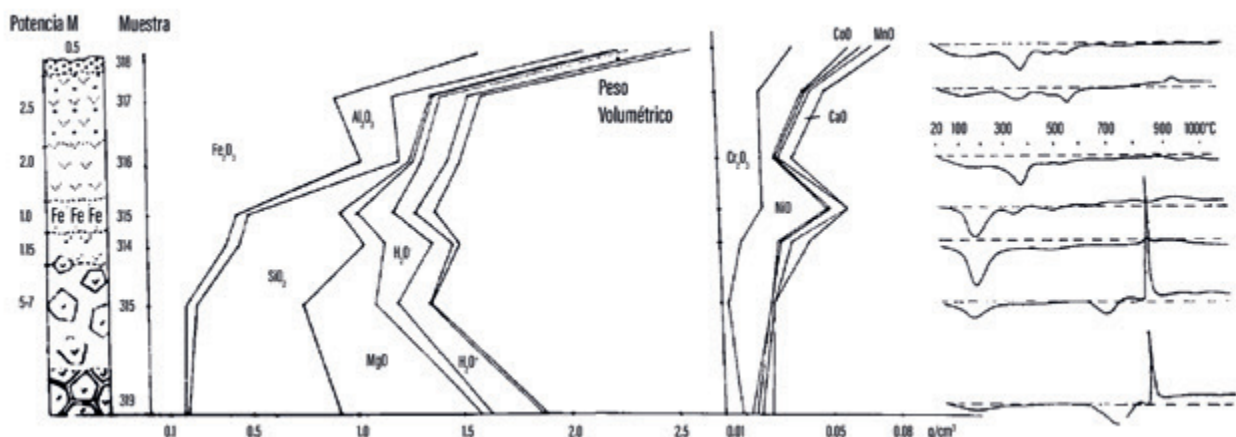


FIG 25.

Perfil geoquímico de la corteza de intemperismo en las terrazas de abrasión pleistocénicas. Cupey, Moa

al golpearlas con el martillo, arcillosas, frecuentemente ocritizadas en el límite con el horizonte superior y por las grietas que penetran a profundidad. Estas rocas forman bloques más o menos redondeados. Con frecuencia se observa silicificación y kerolitización por las grietas. La disposición general de bloques grietas de estas menas le confiere gran variedad a las propiedades mecánicas de las mismas, tanto en cuanto a los valores de los pesos volumétricos, como en cuanto a la granulometría de las mismas a causa de la coexistencia de minerales arcillosos del grupo de la nontronita, ocreos a veces y serpentinitas lixiviadas. Por todas estas causas, en la clasificación industrial en uso están separadas dos tipos de menas serpentínicas, las duras y las blandas aunque ambas se incluyen en una misma formación menífera. El peso volumétrico de las menas blandas oscila entre 0.98 hasta 1.64 g/cm³ con un promedio de 1.37 g/cm³, mientras que en los materiales duros aumenta hasta 2.30 g/cm³.

En estas menas también predominan las fracciones arcillosas menores de 0.05 mm las cuales varían desde 74.29 mm en las menas blandas hasta 68.4 mm en las menas duras. Las clases entre 0.05 mm y 1 mm oscilan entre el 3 y el 4 % en las menas blandas, pero aumentan considerablemente en las menas duras los materiales de la fracción arenosa de 0.5-0.25 mm hasta el 23.26 % del volumen total de la mena.

La composición mineralógica de estas menas difiere sustancialmente de la de las menas precedentes. Aquí predominan los minerales de la serpentina (lizardita, antigorita, crisotilo), las nontronitas, cristobalita y ferrisaponita, se encuentran también serpofita y kerolita y minerales de sílice. Todo este grupo mineral constituye entre el 48.48 % en las menas blandas hasta el 63.69 % en las menas duras, mientras que el grupo mineral de la goethita, hidrogoethita, hematita e hidrohematita, va-

ria entre el 29.42 % y el 16.88% respectivamente. La gibbsita alcanza solo el 4.12 % y aparece solo en las menas blandas faltando totalmente en las menas duras. El grupo de los minerales metálicos magnetita, maghemita, cromo espinelas y otros oscilan entre 7.80 % en las menas blandas y disminuyen hasta el 3.25 % en las menas duras.

Desde el punto de vista de su composición química, también estas menas difieren en forma contrastante de las menas de las formaciones precedentes. Así, por ejemplo, el Fe₂O₃ presenta los valores más bajos entre el 28.92 % en las menas blandas hasta el 15.37 % en las duras mientras que la sílice y el magnesio aumentan correspondientemente siendo sus valores de 28.46 y de 35.24 % por un lado y de 16.09 % y 30.08 % respectivamente. Los valores más elevados de níquel se observan en las menas blandas donde alcanza el 1.94 % como promedio, los valores de 1.17 % que se observan en las menas duras son significativos. El CoO por su parte presenta los valores más bajos que son del orden de 0.02-0.06 %. Los análisis químicos completos de estas menas se muestran en la tabla 18.

Al grupo de yacimientos desarrollados sobre las terrazas bajas de abrasión pertenecen además del yacimiento La Delta una serie de yacimientos que se ubican en terrazas aún más bajas entre 5 y 100 m s.n.m. Entre estas alturas se distinguen los niveles de terrazas siguientes: 5-10, 10-20, 20-40, 40-60, 60-80 y 80-100 m. En estos niveles se desarrollan las cortezas de intemperismo en las áreas de Punta Gorda, Quesigua, Cupey, Playa la Vaca, Jaragua y otros. En estas áreas la transferencia de aguas se reduce aún más, debido a la cercanía de la barrera acuífera del mar por lo que se establece un régimen hidrodinámico de transferencia de aguas de intensidad media. Esto trae como consecuencia la presencia frecuente de perfiles completos de la corteza de intemperismo kerolito-nontronito-ocrosos.



FIG. 26.
Corteza en la terraza de abrasión (20-25 m) del Pleistoceno Superior. Región de Cupey, Moa.

Por estas razones, en los yacimientos de Playa la Vaca, Cupey, Quesigua y otros, predominan los perfiles completos de las cortezas de intemperismo. Un ejemplo característico lo constituye el yacimiento de Cupey. En este lugar, la corteza de intemperismo de un espesor de 10 m se desarrolla sobre la superficie de la terraza marina de 20 m de altura, de edad Pleistoceno Superior. (ver fig. 25 y 26).

En un afloramiento natural en el escalón de la terraza de abajo a arriba, desde el nivel del mar, se distinguen los siguientes horizontes:

En la base del perfil afloran las ultrabasitas desintegradas, débilmente lixiviadas, kerolitizadas, de colores verde amarillento grisáceas. El espesor visible es de 0.5-1 mm. Bajo el microscopio se observa que el mineral principal constituyente es la *serpentina* de estructura reticular pseudoofítica. En las redes se observa crisotilo y lizardita. Algunas redes están rellenas de granos de piroxenos y más raramente de olivino. El espesor visible es de 0.5-1 m.

Ultrabasitas lixiviadas suaves de colores verde amarillento y grisáceas continúan el desarrollo del perfil hacia arriba. La estructura y textura reticular de la *serpentina* se conserva. Por las grietas se observa la formación de kerolita y nontronita. Los minerales accesorios están representados por cromita y magnetita los cuales se observan en forma de granos aislados y finas diseminaciones; alrededor de los minerales accesorios frecuentemente se observa el desarrollo de hidróxido de hierro en tales cantidades que la roca presenta una coloración parduzca. El espesor del horizonte es de 5-7 m.

La parte superior de las ultrabasitas lixiviadas pasan gradualmente a la zona de nontronitas de color verde oscuro olivo de aspecto céreo en las superficies frescas. El espesor de este horizonte es de 1-1.5 m.

Más arriba, las nontronitas ocritizadas pasan al horizonte de los ocres estructuro-texturales, amarillos, pardo naranja hasta rojos. El mineral principal constituyente de ellos es la goethita, pero con frecuencia también se encuentran la hematita e hidrohematita. El espesor del horizonte es de alrededor de 1 m.

Culmina el perfil el horizonte de los ocres inestructuro-texturales rojo púrpura que contienen concreciones de hierro cuyas cantidades aumentan hacia la parte superior del corte. Las concreciones varían el diámetro desde 0.5 cm hasta 2.5 cm. En la composición de las concreciones predomina la goethita y subordinadamente la hematita. El espesor del horizonte es de 2-3 m. Un diagrama geoquímico según el perfil de la corteza de intemperismo en el yacimiento Cupey se muestra en la fig.25

Aún en terrazas más bajas muy cercanas a la costa a la altura de 5 m se desarrollan las cortezas bastantes potentes de edad Holoceno; tal es el caso de la región de Playa la Vaca donde el perfil de la corteza que allí se desarrolla recuerda al perfil de la corteza de la región de Cupey, aunque es de menor espesor.

Es característico que en la zona bañada por el flujo y reflujo de la marea tanto en este lugar como en otros a lo largo de la costa norte no se conserven los productos friables de la corteza

de intemperismo a pesar de que toda la zona costera esta protegida del océano abierto por la amplia barrera coralina y aún así en lugares tan tranquilos la abrasión marina impide la conservación de la corteza lavando y redepósito los productos friables del intemperismo. Estos últimos se descubren en los sedimentos limosos de la bahía de Moa (Pavlidis, comunicación personal). Por eso existe toda la base para afirmar que durante la formación de las terrazas de abrasión la corteza de intemperismo si ella existía fue completamente lavada y erosionada hasta la zona de las rocas desintegradas duras las cuales en el presente forman el zócalo de las terrazas marinas, por lo tanto, los productos friables de la corteza que se observan actualmente sobre las superficies de las terrazas, no pudieron formarse sino después que éstas fue-

ron finalmente levantadas sobre el nivel del mar, es decir, durante el Cuaternario.

YACIMIENTO PUNTA GORDA

El yacimiento Punta Gorda se extiende en la parte oriental de Cuba, entre los ríos Moa y Cayo Guam. El yacimiento se divide en 3 sectores. El primero de ellos esta limitado por los ríos Moa y La Vaca extendido hacia el norte del río Yagrumaje. El segundo ocupa el espacio de la divisoria de las aguas entre el río Yagrumaje y el Arroyo Punta Gorda. El tercero entre el arroyo Punta Gorda y el río Cayo Guam. (ver fig. 27).

Estos tres sectores en conjunto se extienden sobre la superficie de las terrazas de abrasión bajas. En el relieve se distinguen muy bien tres niveles de terrazas escalonadas suavemente inclinadas hacia el norte. El nivel de terrazas

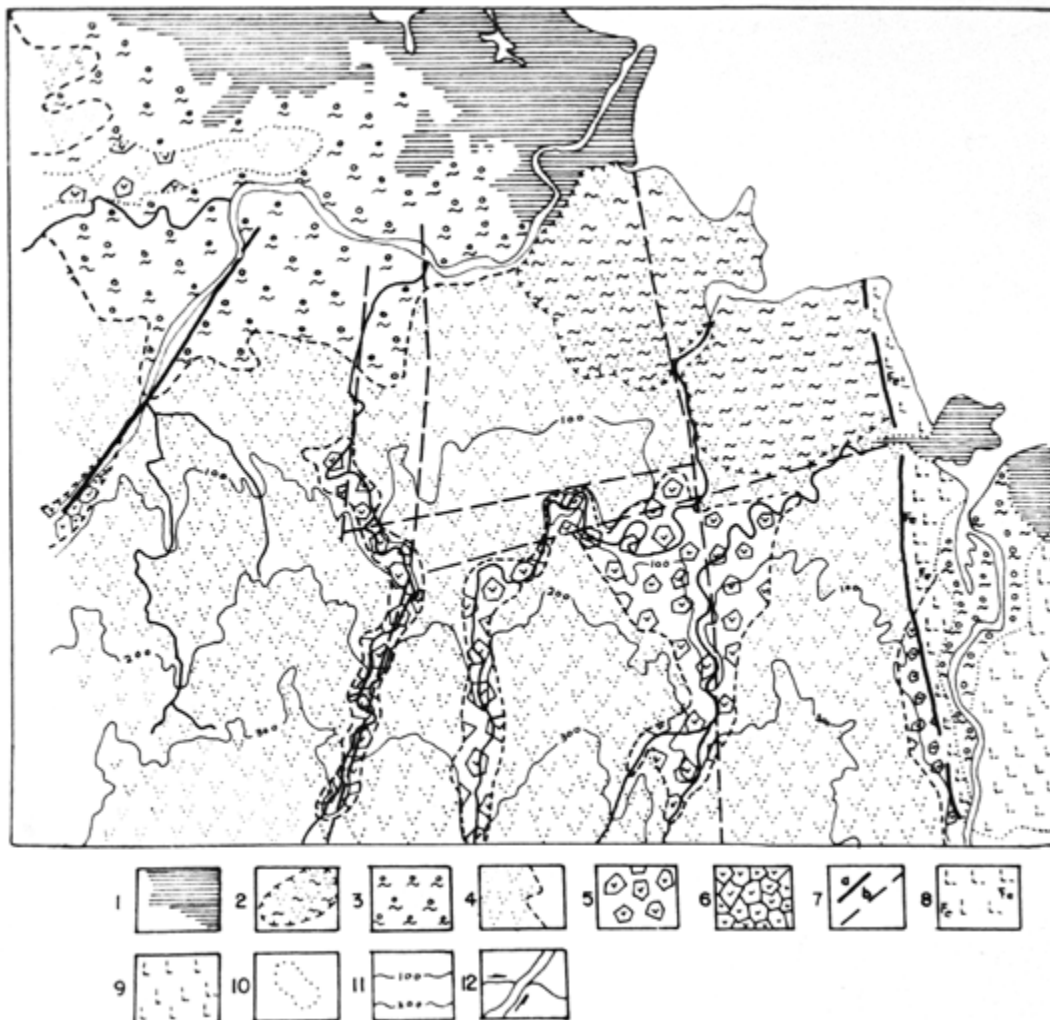


FIG. 27.

1. Mangles, 2. Depósitos aluviales, limos, arcillas, gravas, 3. Aleurolitas, arcillas, dolomitas con inclusiones de lateritas redepositadas, 4. Productos redepositados de las cortezas de intemperismo, ocre, arcillas abigarradas, 5. Serpentinitas desintegradas, 6. Serpentinitas lixiviadas, 7. Dislocaciones tectónicas (a-establecidas, b-supuestas), 8. Ocre de serpentinitas, 9. Ocre de gabros, 10. Límites geológicos, 11. Curvas de nivel, 12. Arroyos.

superior comprende la parte sur del yacimiento y está representado por una superficie aplanada ligeramente inclinada hacia el norte con alturas absolutas de 250-200 m. La superficie está ligeramente desmembrada por los valles poco profundos de los ríos y arroyos. La pendiente general hacia el norte condiciona la actividad de los procesos de denudación. Esta superficie aplanada está cubierta totalmente con la corteza de intemperismo que posee un perfil abreviado. Hacia el norte esta superficie limita con una superficie de terrazas más baja con una altura absoluta de 200-150 m. Las laderas de los cauces en el escalón de terrazas son más encajadas, por consiguiente, el lavado en ellas es más intenso como resultado de lo cual se forman estrechos valles en forma de V. La superficie de esta terraza también está cubierta totalmente por la corteza de intemperismo del perfil ocroso.

Más al norte se desarrolla un nuevo escalón de terrazas más bajo a partir del cual se extiende otra superficie de abrasión con alturas absolutas de 150-110 m. Esta superficie se muestra muy bien entre el río Yagrumaje y el arroyo Los Lirios donde aparecen cortadas por pequeñas corrientes de agua que dan lugar a la formación de colinas de cimas muy anchas y aplanadas.

La acumulación de muchos datos paleontológicos, geológicos y geomorfológicos permitió a una serie de autores definir la edad de estas superficies de abrasión como Pleistoceno Temprano, Petrov, C.M. (en Tolkunov), 1970, Lilienberg, 1972. Con estas superficies están vinculadas las cortezas de intemperismo más potentes.

Más abajo de estas superficies, en el flanco septentrional del yacimiento, está desarrollado un complejo abrasivo-acumulativo del relieve. En este lugar predominan las formas, aplanadas, suavemente onduladas y ligeramente acolinadas del relieve, con divisorias de las aguas muy anchas y planas, suavemente desmembradas por los vallecitos de los pequeños arroyos. Aquí se distinguen las superficies de una serie de terrazas separadas por escalones de 5-10 m, la terraza mejor marcada es la que posee una altura absoluta de 50-80 m. La edad de esta terraza está datada por los autores antes señalados como Pleistoceno Medio. La superficie de la misma está cubierta por la corteza de intemperismo cuyo perfil está compuesto, además de por los horizontes formados *in situ*, por los productos de la redeposición de las cortezas de intemperismo, los cuales llegan a predominar completamente hacia la parte norte del yacimiento. El espesor de la corteza de intemperismo no es constante y varía entre 1-30 m, siendo el promedio de 20 m.

A lo largo de las mayores corrientes de agua como el río Moa, el Yagrumaje, Punta Gorda, etc. En sus cursos medios, en el flanco sur del yacimiento se observan formas erosivo-tectónicas del relieve, los levantamientos generales del Cuaternario del anticlinorio Moa-Baracoa trajeron como consecuencia una intensificación de la actividad erosiva. Los valles de los ríos en estos lugares tienen forma de V estrecha y presentan terrazas erosivas. La diferencia relativa entre las divisorias y las vaguadas alcanzan 100 m. Los productos friables de las cortezas de intemperismo en esas laderas escalonadas no se conservan y por lo tanto en sus partes interiores y en los cauces de los ríos afloran las rocas madres desintegradas o débilmente lixiviadas.

En los cursos inferiores de los ríos se observan formas erosivo-acumulativas del relieve que se manifiestan en forma de terrazas aluviales cuyas alturas absolutas se correlacionan perfectamente con las alturas correspondientes de las superficies de abrasión.

El papel principal en la estructura geológica de la región pertenece a las rocas ultrabásicas las cuales predominan en todo el macizo de Moa-Baracoa. Estas rocas están representadas principalmente por harzburgitas serpentinizadas y más raramente por piroxenitas. Con las ultrabásitas aparecen asociados numerosos cuerpos de gabro.

Las rocas más antiguas de la región son las rocas del Cretácico Inferior. Ellas forman cuatro pequeñas áreas y están representadas por diabasas y espilitas, más raramente aparecen porfiritas basálticas con capas de lava brechas. Estas rocas están intensamente dislocadas. Los depósitos del Cretácico Superior (Maestrichtiano) también forman pequeñas áreas entre los ríos Moa y Calentura. Ellos están representados en su parte inferior por conglomerados con clastos de rocas ultrabásicas y diabasas. Más arriba yacen areniscas tobáceas de granos medios y finos. En la parte más alta del corte se encuentran capas lenticulares de calizas biogénicas. El espesor visible de los depósitos maestrichtianos es de 150 m.

Los depósitos eocénicos se encuentran en una faja estrecha a lo largo de la costa que da al océano Atlántico en la región al este del yacimiento donde estos yacen sobre la superficie de las ultrabásitas serpentinizadas masivas. Están representados por rocas aleurito-arcillosas interstratificadas con finas capas de calcarenitas de granos finos, calizas biogénicas, conglomerados y margas.

El espesor visible de estos depósitos es de 60-80 m. Los depósitos Neógeno-Cuaternarios en el noreste de la región yacen con discordancia erosional sobre los depósitos eocénicos y están representados por calizas organógenas con grandes colonias de corales.

En los límites del yacimiento, estos depósitos forman un paquete aleulolito-arcilloso abigarrado que hacia el norte presenta interestratificaciones de sedimentos carbonatados arcillosos de color blanco y amarillo claro. En estos sedimentos se ha encontrado la siguiente fauna: *archaias angulatus*, *elphidiumpuertoricensis*, *mililidos*, ostrácodos y fragmentos de conchas de moluscos, todos de edad Mioceno Cuaternario.

Los depósitos cuaternarios están representados por sedimentos aluviales y marinos y formaciones proluvio-deluviales. Desde el punto de vista estructural, la región del yacimiento Punta Gorda se extiende en el ala norte del anticlinorio Moa-Baracoa de cuya estructura se separa solo el piso estructural subplatafórmico que incluye los depósitos monoclinales del Eoceno que no están dislocados y los del Neógeno-Cuaternario. La tectónica disyuntiva está mucho mejor representada. Las mayores dislocaciones tectónicas tienen dirección aproximada norte-sur y coinciden con los valles de los ríos Moa y Cayo Guam. El desplazamiento de las rocas por estas fallas dió lugar a la formación de fallas secundarias de tipo plumaje que dividen el área del yacimiento en bloques de 100-500 m².

Sin embargo, la amplitud de desplazamiento de los bloques es de solo unos cuantos metros, raramente la altura alcanza de 10-15 m. Solo el borde del bloque suroccidental situado entre los ríos Yagrumaje y Punta Gorda posee un desplazamiento máximo entre 40-50 m.

En la región del yacimiento Punta Gorda, al igual que en otras regiones, las rocas madres principales a partir de las cuales se ha desarrollado la corteza de intemperismo son peridotitas serpentinizadas. La edad de las mismas, según los datos de Rutten, 1923; Shuchert, 1935, Flint, de Albear y Guild, 1948, se determina como Cretácico Inferior. Kozary, 1956 y Ducloz, 1963, consideraron que las ultrabasitas se emplazaron en forma de bloques, la intrusión de los cuales continuó hasta el final del Eoceno. Una opinión parecida ha sido sostenida también por A.L. Knipper y M. Puig Rifat, 1963, según datos de estos autores el emplazamiento tectónico de las protrusiones de ultrabasitas ocurrió en dos etapas, premaastrichtiana y Eoceno Tardío.

Macroscópicamente, estas rocas son masivas, densas, de granos medios y finos con diferentes grados de agrietamiento. El color de las rocas frescas es gris verdoso o gris oscuro, a veces negro. El peso volumétrico de ellas es de 2.41-2.58 g/cm³. Bajo el microscopio se aprecia bien la textura reticular de celdas representadas por una red de vetillas de serpentina en cuyas celdas se encierran granos de olivino y piroxenos.

En la composición mineralógica predominan los minerales del grupo de la serpentina (crisotilo, lizardita, antigorita) cuyo volumen a menudo supera el 60 %. Los minerales primarios ocupan con frecuencia entre el 5-30 %, en raros casos su cantidad aumenta hasta el 50 %. Los minerales accesorios magnetita, cromoespinelas ocurren en pocas cantidades en forma de granos aislados o agregados. La composición química de las peridotitas serpentinizadas se muestra en la tabla 19 y la composición química promedio de los productos de la corteza de intemperismo en la tabla 20.

Casi por todas partes las rocas ultrabásicas están cubiertas por un manto continuo de la corteza de intemperismo. El agrietamiento uniforme de las rocas trajo como consecuencia la formación de cortezas de tipo manto. A pesar que el límite inferior de ellas a veces está complicado por la presencia de numerosos bolsones formados a lo largo de las zonas agrietadas, las verdaderas cortezas lineales faltan totalmente.

El perfil de la corteza de intemperismo es diferente en distintos sectores del yacimiento en dependencia de las condiciones geomorfológicas.

Sobre el relieve elevado escalonado con alturas de 200-250 m y 150-200 m que se desarrolla en la parte sur del yacimiento se han formado perfiles abreviados de la corteza de composición kerolito-ocrosa. Sobre las superficies de abrasión aplanadas con alturas de 110-150 m está distribuido el perfil completo kerolito-nontronito-ocroso. Sobre el relieve del complejo abrasivo-acumulativo situado en las partes más bajas del yacimiento, al norte, el perfil de la corteza de intemperismo desarrollado *in situ* está cubierto por los productos del intemperismo redepositados.

El perfil completo de la corteza de intemperismo está representado por 5 horizontes caracterizados por regularidades geoquímicas y asociaciones minerales propias.

1. En la base del corte yace el horizonte de las ultrabasitas serpentinizadas desintegradas, estas rocas no se diferencian mucho de las rocas frescas, sin embargo, cuando se les golpea se desintegran debido a la aparición de un intenso agrietamiento. Las rocas son frecuentemente de color gris verdoso, en lugares gris oscuro, pero en general son más claras que las rocas frescas. El agrietamiento y aclaramiento de las rocas aumenta visiblemente de abajo a arriba. El peso volumétrico alcanza 2.5-2.3 g/cm³. El espesor del horizonte según datos geofísicos se estima en 50-60 m. La composición química de las peridotitas desintegradas es muy parecida a la de las rocas frescas (ver tabla 20). Se nota, sin embargo, una disminución

TABLA 19.

Composición química de las peridotitas serpentinizadas en la región del yacimiento Punta Gorda.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Parte Norte	38.83	Tr.	0.73	8.24	1.84
Parte Sur	40.39	Tr.	0.44	6.89	1.18

TABLA 20.

Composición química promedio de los productos de la corteza de intemperismo en la región del yacimiento Punta Gorda

Horizontes	Contenidos de los elementos en %					
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Serpentinitas Desintegradas	37.93	0.04	1.40	11.9	0.5	0.20
Serpentinitas Lixiviadas	35.87	0.06	1.98	17.07	0.20	0.14
Serpentinitas Nontronitizadas	32.1	0.07	2.53	21.35	0.18	0.22
Ocres Texturales	2.53	0.09	6.20	67.98	0.09	1.05
Ocres No Texturales	3.02	0.09	6.88	68.08	0.20	0.18
Coraza	3.51	0.18	14.41	62.72	0.19	0.22

insignificante de los contenidos de sílice y magnesio y un ligero aumento de hierro, aluminio, cromo y níquel.

En la composición mineralógica predominan el crisotilo, la bastita y la antigorita. La cantidad total de los minerales del grupo de la serpentina alcanza en conjunto del 40 al 90 % del volumen total. Los minerales primarios relictos de las rocas frescas, olivino y piroxeno comprenden del 10 al 40 %. La cromoespinela varía entre 0.7 hasta 3.6 % y la magnetita del 2.0 al 6.0 %. El desarrollo por las finísimas grietas de los procesos de kerolitización se refleja también en la composición mineralógica del horizonte. La cantidad de kerolita alcanza a veces el 10 %. La nontronitización y la ocritización están desarrolladas en mucho menor grado. La cantidad de nontronita y la de los hidróxidos de hierro apenas alcanza el 1 %.

El horizonte de las serpentinitas desintegradas es en general estéril. Los contenidos de níquel en el mismo, a menudo no superan el 0.5 %. La concentración de níquel se observa solo en las zonas de un agrietamiento

intenso relacionado con las finas vetillas de kerolita y nontronita.

- El horizonte de las ultrabasitas desintegradas pasa gradualmente al horizonte de las ultrabasitas lixiviadas, el cual está también desarrollado en todo el territorio ocupado por el yacimiento. Está representado por rocas más porosas y ligeras que las precedentes y son de colores gris verdoso amarillentas. El peso volumétrico de las serpentinitas lixiviadas varía entre 1.7 hasta 1.3 g/cm³. El espesor del horizonte es de 3-5 m.

Macroscópicamente y en secciones delgadas, se observa claramente la textura de redes celdas heredadas de las rocas madres. En las celdas, bajo el microscopio se ven granos relictos de olivino y piroxeno monoclinico. En las grietas se desarrollan procesos de carbonatización y kerolitización. La kerolita frecuentemente posee un color verdoso, a veces verde brillante, otras, verde claro con un matiz azulado. Según los datos de N.A. Agueenko, las vetillas de kerolita sustituyen las vetillas de carbonato lo cual atestigua sobre la edad más joven de los procesos

CaO	MgO	MnO	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	PPI
0.37	35.81	0.11	0.28	0.31	0.015	14.02
0.22	36.9	0.10	0.27	0.30	Tr.	13.83

Contenidos de los elementos en %								
MgO	CaO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	CoO	Cr ₂ O ₃	PPI
31.12	Tr.	N.D.	0.02	0.00	0.51	0.02	0.60	12.93
26.7	0.81	N.D.	0.02	0.00	1.27	0.02	0.76	12.40
23.09	0.07	0.02	0.25	0.07	1.96	0.04	0.93	12.06
1.50	0.18	0.27	0.26	0.07	1.78	0.10	2.96	13.58
0.83	0.42	0.042	0.25	0.11	1.20	0.05	3.18	12.57
0.88	0.41	0.07	0.17	0.08	0.61	0.04	2.86	13.61

de kerolitización. En la parte superior del horizonte se observa frecuentemente, silicificación en forma de nidos aislados y agregados finos.

La composición química de las ultrabasitas lixiviadas muestra una ulterior disminución de los contenidos de sílice y magnesio y un aumento consecuente del hierro, cromo, níquel, (tabla 20). En la composición mineralógica predominan también los minerales del grupo de la serpentina (crisotilo y antigorita). Se señala una cantidad significativa de kerolita. Entre los carbonatos predomina la calcita y mas raramente la magnesita. Con el horizonte de lixiviación están vinculadas las menas de la formación nontronito-niquelífera.

- Hacia arriba, las serpentinitas lixiviadas pasan gradualmente al horizonte de las serpentinitas nontronitizadas. Este horizonte está desarrollado casi por doquier, pero su espesor es grande y oscila entre 1 y 5 m. Las serpentinitas nontronitizadas están distribuidas en menor grado hacia los flancos meridionales del yacimiento en los límites de los escalones

geomorfológicos superiores. Sobre las superficies más bajas, en la parte central del yacimiento, en los límites de los restos de colinas el espesor del horizonte también disminuye. A lo largo de las zonas de debilidad tectónica desarrolladas en la parte noroccidental, el espesor de las serpentinitas nontronitizadas puede aumentar hasta 10-15 m.

Macroscópicamente están representadas por rocas porosas, friables ligeras, que se desmoronan y conservan totalmente las regularidades estructuro-texturales del substrato. El color de las rocas varía de gris-verdoso a amarillo verdoso en dependencia del grado de nontronitización y de la ocurrencia de ocritización. El peso volumétrico de las rocas varía entre 1.3 a 1.6 g/cm³ y se debe señalar que en la parte sur del yacimiento es mayor que en la norte.

En la composición granulométrica predomina la fracción fina (0.074-0.01 mm), cuyo contenido oscila del 50 al 90 %. Las mayores cantidades de fracciones finas se encuentran en las serpentinitas nontronitizadas en la parte septentrional del yacimiento.

Las fracciones gruesas se observan con mayor frecuencia en los bloques menos intemperizados y su contenido alcanza del 10 al 30 %.

Bajo el microscopio se observa la textura de redes celdas de las rocas madres. La nontronitización se desarrolla en las celdas. En algunos lugares, las regularidades texturo-estructurales de las rocas madres se pierden y se cambian por texturas detríticas. En estos casos los cascajos están representados por granos angulosos de minerales de la serpentina poco intemperizados en un cemento basal poroso y escaso de material ocroso arcilloso.

En la composición química de las serpentinitas nontronitizadas se observa una disminución de los contenidos de sílice y magnesio y un aumento de aluminio, titanio, cromo, hierro, níquel y cobalto. (ver tabla 20).

En la composición mineralógica predominan los minerales del grupo de las serpentinas (antigorita, crisotilo, serpofita) con una participación del 25-35 % en conjunto. La nontronita alcanza el 25 %. El contenido de los óxidos e hidróxidos de hierro puede alcanzar hasta el 13-30 %. A menudo se aprecian contenidos significativos de magnetita (7-10 %) y cromoespinelas (2-6 %) residuales.

A pesar de que la nontronita es uno de los minerales mayormente desarrollados en la corteza de intemperismo del yacimiento Punta Gorda, el horizonte individual de ellas en la parte superior de las serpentinas nontronitizadas posee un pequeño espesor que frecuentemente alcanza solo entre 0.2 a 0.5 m y raramente hasta 1 m.

Con el horizonte de las serpentinitas nontronitizadas están vinculadas las menas nontronito-niquelíferas. Las menas del tipo serpentino-niquelíferas poseen una significación secundaria.

4. En la parte superior del corte de las serpentinas nontronitizadas, y nontronitas ellas aparecen fuertemente ocritizadas y pasan gradualmente al horizonte de los ocres estructuro-texturales. En toda el área del yacimiento este horizonte está por todas partes distribuido y tiene una forma de manto. El espesor del horizonte es de 1 a 10 m, más raramente hasta 20 m. Debe señalarse como regularidad general el aumento del espesor de los ocres de norte a sur, particularmente sobre las terrazas escalonadas situadas en la parte sur del yacimiento. Los ocres estructuro-texturales son rocas

ligeras, porosas, que frecuentemente conservan las particularidades texturo-estructurales de las rocas madres. Generalmente los ocres son friables, terrosos y la meso textura de redes-celdas de las rocas madres se percibe solo en los fragmentos de nontronitas poco agrietadas. El color de los ocres es amarillo pardo naranja y en su masa se distinguen manchas pardo rosáceas de bastita muy ocritizada. El peso volumétrico de los ocres estructuro-texturales oscila de 0.8 hasta 1.2 g/cm³.

En la composición granulométrica predomina la fracción fina de 0.074-0.01 mm la cual constituye del 50 al 90 % del volumen total. La composición química de los ocres sufre un cambio sustancial en relación con la composición de los horizontes precedentes. Los contenidos de sílice y magnesio disminuyen bruscamente de 32 al 2.5 % en el primer caso y de 23 al 1.5 % en el segundo, mientras que el hierro aumenta hasta el 67.9 %.

Los contenidos de titanio, aluminio y cromo también aumentan, pero no de una manera tan intensa como el hierro. Es interesante señalar que durante el proceso del intemperismo, particularmente durante la transformación del horizonte de nontronitas en ocres, el cobalto se acumula hasta alcanzar contenidos de balance (0.1 %); sin embargo, el níquel en los ocres disminuye ligeramente hasta 1.78 %. En la composición mineralógica la goethita predomina, ella aparece comunmente en los ocres terrosos de variados colores: amarillo pardo o carmelita rojos. El contenido de goethita alcanza el 60-75 %. La cromoespinela aparece en forma de finas diseminaciones con granos de 1-2 mm de diámetro. La cantidad de la misma alcanza 1-2 %. La magnetita se encuentra en forma de agregados de granos finos o hileras de nidos. En la parte inferior del horizonte de ocres, a menudo se observa silicificación en forma de vetillas y agregados aislados de marshalita. En conjunto, el contenido de minerales de sílice en el horizonte de ocres no supera el 2 %. En pequeñas cantidades también, se observan minerales relictos del grupo de la serpentina. En la parte superior del horizonte de los ocres estructuro-texturales se encuentra la hematita y cantidades apreciables de gibbsita (hasta el 8 % como promedio). Los minerales de manganeso tienen una amplia distribución (hasta el 2 %), ellos se encuentran en forma de finas películas, cascarillas y pátinas.

Las menas de la formación goethito-ferro-cobalto-niquelífera están vinculadas con el horizonte de los ocres estructuro-texturales.

5. Hacia arriba, los ocres gradualmente pierden las particularidades texturo-estructurales de las rocas madres y pasan a constituir el horizonte de los ocres inestructuro-texturales. Al igual que el horizonte anterior, el horizonte de los ocres inestructuro-texturales está distribuido prácticamente por todas partes. Su espesor varía de 5 hasta 10 m. Está representado por ocres densos, masivos, a menudo con una textura de franjas onduladas. En la parte inferior el color de los ocres es amarillo carmelita muy semejante al del horizonte precedente, pero hacia arriba, de manera bastante rápida (en el intervalo de 1 m) el color varía a amarillo pardo y seguidamente a rojo pardo violáceo. Una particularidad característica de los ocres inestructuro-texturales es la ocurrencia en los mismos de concreciones de hierro, su dureza, tamaño, cantidad y la presencia en ellos de hematita como regla, aumenta de abajo hacia arriba. Las concreciones generalmente son redondeadas, más raramente tienen forma irregular, frecuentemente poseen textura en forma de capas concéntricas. El peso volumétrico de los ocres inestructuro-texturales varía de 1.3 hasta 1.7 g/cm³.

En la composición granulométrica predomina la fracción de 0.074-0.01 mm que comprende de 50 al 90 % del volumen total. La composición química de los ocres estructuro-texturales e inestructuro-texturales es bastante parecida. En los últimos se debe señalar un ligero aumento de las cantidades de hierro y aluminio (ver tabla 20) y una disminución del magnesio.

Los procesos contemporáneos de salinización en los períodos secos tienen su reflejo en un ligero aumento de los contenidos de sílice y calcio, al mismo tiempo el drenaje intenso en los períodos lluviosos trae como consecuencia la redistribución y migración del magnesio, cobalto y el níquel. Las cantidades de los mismos disminuyen como promedio en relación con los contenidos en los ocres estructuro-texturales. El contenido de cobalto queda fuera de balance y la calidad de las menas niquelíferas disminuye significativamente.

En la composición mineralógica de estos ocres, al igual que en la de ocres estructuro-texturales predomina la goethita (alrededor del 62 %), también aumentan

considerablemente las cantidades de hematita y gibbsita. Entre los minerales accesorios se observa la presencia de cromoespinela y magnetita. La parte superior del horizonte de los ocres inestructuro-texturales está rellena totalmente con concreciones de hierro goethito-hematíticas cementadas con material goethítico formando corazas de dimensiones variables. Las concreciones llegan a formar un horizonte que está desarrollado en el yacimiento por todas partes; sin embargo, las variedades cementadas en forma de corazas se observan raramente. El espesor del horizonte alcanza 3-4 m. La coraza es una formación masiva, cavernosa y porosa. Las dimensiones de las concreciones goethito-hematíticas que las componen oscilan entre 0.5 hasta 2 cm de diámetro. El color de las corazas es rojo pardo, rojo oscuro violáceo hasta negro. El peso volumétrico, a pesar de la cavernosidad y la porosidad, aumenta bruscamente como promedio en relación con los horizontes inferiores de la corteza y alcanza 2.1-2.15 g/cm³.

Con el horizonte de los ocres inestructuro-texturales está vinculada la formación menífera goethito-hematítica. El horizonte de las concreciones de hierro y las corazas es estéril en relación con el níquel y el cobalto, pero puede considerarse como una mena de hierro.

El perfil de la corteza de intemperismo descrito no se mantiene por todas partes. En los límites del segundo y tercer escalón geomorfológicos, en los lugares aplanados, localmente elevados, para los cuales es característico un régimen hidrodinámico más intenso se desarrollan perfiles abreviados. En estos perfiles falta el horizonte de las serpentinitas nontronitizadas, por tanto, el horizonte de los ocres estructuro-texturales yace directamente sobre las serpentinitas lixiviadas. Un ejemplo característico del perfil abreviado se pudo observar en la cantera para la muestra tecnológica No 2.

En la base del corte afloran serpentinitas densas, masivas con un gran desarrollo del agrietamiento en los diferentes bloques. En la superficie ellas están fuertemente lixiviadas y ocritizadas. Por las grietas se observan abundantes vetillas de cuarzo. Más arriba, las serpentinitas lixiviadas pasan a ocres fuertemente silicificados. La silificación está distribuida tanto en forma de vetillas como de agregados cavernosos marshalitizados de 10-25 cm de diámetro.

El espesor de la zona de los ocre silicificados alcanza de 0.5-1.0 m. Más arriba pasan a ocre friables terrosos, con vetillas de calcedonia en su parte inferior. Los ocre desarrollados a partir de las hiperbasitas están atravesados diagonalmente por un dique de composición gabroidea también totalmente ocritizado; ambas variedades de ocre conservan las particularidades texturo-estructurales de las rocas madres y se diferencian bruscamente entre si por su coloración. Mientras los ocre de ultrabasitas tienen un color amarillo naranja, los ocre de gabro tienen un color rosado violeta. El espesor general del horizonte de los ocre estructuro-texturales es de 11-12 m.

Más hacia arriba, los ocre pierden las particularidades texturo-estructurales de las rocas madres, aparecen entonces concreciones goethíticas y más arriba hematíticas las cuales, en la parte inferior del horizonte tienen una forma irregular y se hacen redondeadas en la parte superior donde rellenan totalmente el horizonte de los ocre inestructuro-texturales culminando así el corte de la corteza de intemperismo in situ.

Una particularidad del yacimiento Punta Gorda es la ocurrencia de productos del intemperismo redepositados. Ellos cubren prácticamente toda la parte norte del yacimiento, alcanzando los mayores espesores en los escalones geomorfológicos más

bajos. En la cantera para muestra tecnológica descrita anteriormente ubicada sobre una terraza con altura absoluta de 70 m se observa perfectamente como el horizonte de las concreciones de hierro que culmina el perfil de la corteza de intemperismo in situ está cubierto por arcillas plásticas abigarradas, finamente estratificadas. Las arcillas poseen una textura de finas capitas. Las capitas presentan colores amarillo y rojo alternadamente. El espesor del paquete de arcillas es de 2 m. Las arcillas pasan gradualmente hacia arriba a ocre inestructuro-texturales de color rojo de un espesor también de 2 m. Culmina el corte, un horizonte de medio metro de potencia de grandes concreciones de hierro (hasta 5 cm de diámetro). Todo el paquete descrito, que tiene un espesor en conjunto de 5 m y cubre la corteza de intemperismo in situ, representa los productos de redeposición de la corteza de intemperismo. Estos productos fueron por lo visto transportados desde lugares situados más arriba hipsométricamente donde se desarrollaba la corteza de intemperismo.

Frecuentemente, en el corte de los materiales redepositados se observan finas láminas de sílice libre contenida en las aguas sobresaturadas provenientes de cotas superiores y precipitadas en los materiales redepositados, (ver fig. 28)



FIG. 28.
Ocre inestructuro-texturales con láminas de sílice en el yacimiento Punta Gorda, Moa. (Cortesía de Leandro L. Peñalver)

FIG. 29.
Ocre
inestructuro-
texturales con
concreciones y
corazas de hierro,
región de Moa.
(Cortesía de
Leandro L.
Peñalver)



**PERFIL DEL POZO N°1541
YACIMIENTO PUNTA GORDA FLANCO NORTE**

Profundidad (m)	Descripción	Fe ₂ O ₃	FeO	NI0	Cc ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	MgO	CaO
0-1	505 OCRES INESTRUCTURALES CON CONCRECIONES DE HIERRO.								
6,0-7,5	506 SEDIMENTOS OCROSOS - ARCILLOSOS ABIBARRADOS.	50,60	0,70	0,51	2,78	19,10	10,13	1,23	0,56
11,0-25	507 SEDIMENTOS ARCILLOSO-CARBONATADOS.	44,55	0,4	0,71	1,84	18,36	18,7	1,19	0,62
12,5-12,9	508 MARGAS MASIVAS.								
30-47	509								
15,1-16,4	510 OCRES ARCILLOSOS INESTRUCTURALES.								
16,4-17,2	511 MATERIAL ARCILLOSO CON CONCRECIONES DE HIERRO.	56,85	2,38	0,94	2,36	7,94	12,85	1,67	1,50
7,2-11,2	512 MATERIAL OCROSO-ARCILLOSO CON CONCRECIONES DE HIERRO.								
	513 MATERIAL OCROSO-ARCILLOSO SIN CONCRECIONES.								
1,4-4,5	515 OCRES MEZCLADOS CON MATERIAL ARCILLOSO.	54,74	13,75	1,63	1,97	8,83	8,71	0,85	1,38
24,1-25	516 CONCRECIONES DE HIERRO FRIABLES CON CEMENTO ARCILLOSO VERDOSO.	41,5	16,2	1,43	3,44	14,44	10,3	1,04	0,20
26,6-27,4	517 ARCILLAS VERDES-GRISACEAS CON CONCRECIONES DE HIERRO.								
27,4-29,2	518 CONGLOMERADOS CON CONCRECIONES DE HIERRO CON CEMENTO DE ARCILLAS VERDOSAS.	51,78	8,3	1,20	1,87	8,63	10,9	1,47	2,12
29-31	519 SERPENTINA LIXIVADAS OCROSAS.	50,27	6,97	1,80	3,04	7,29	14,1	2,98	1,38

FIG. 30.
Perfil del pozo # 1541. Yacimiento Punta Gorda flanco norte.

Después de la redeposición, la cual al parecer ocurrió en condiciones de laguna litoral de aguas someras, tuvo lugar un levantamiento que determinó la ulterior oxidación y laterización de los materiales arcillosos redepositados con la consiguiente formación de ocre inestructuro-texturales rojos y concreciones de hierro que constituyen los 3 m superiores del corte descrito. Frecuentemente las concreciones de hierro se cementan con soluciones de hierro que migran a corta distancia y forman una potente coraza de hierro (hardpan). (ver fig. 29).

Se puede considerar que las arcillas redepositadas están vinculadas a la existencia de períodos lluviosos durante el Cuaternario. Los horizontes de concreciones de hierro, tanto el que culmina el corte de la corteza de intemperismo in situ, como el que culmina el corte de los productos redepositados, corresponden o se relacionan a períodos secos. Sin embargo, si en el corte descrito se puede admitir la laterización ulterior de los productos intemperizados después de la redeposición, en otras partes, en los límites de los flancos septentrionales del yacimiento se observan una serie de cortes donde los productos redepositados forman paquetes rítmicos compuestos de arcillas, productos arenosos ocritizados y horizontes de concreciones de hierro o conglomerados que los contienen.

Desde la cota de 70 m hacia el norte, a medida que disminuyen las alturas del relieve, el espesor de los materiales redepositados aumenta y la composición de los paquetes de los productos redepositados se complica. Esto se comprueba con el examen de los testigos de los pozos 1541, 5566, 1547 y otros perforados en el flanco norte del yacimiento. (Ver fig. 30).

La descripción detallada del paquete de productos redepositados de la corteza de intemperismo se llevó a cabo a partir de los testigos del pozo 1541. De abajo a arriba yacen:

1. Ultrabasitas intemperizadas y lixiviadas con vetillas de kerolita ligeramente ocritizadas o sin ninguna ocritización. Espesor 3.5 m, muestra 523.
2. Ultrabasitas serpentinizadas lixiviadas ocritizadas por las grietas. Donde la red de las grietas es densa la ocritización abarca toda la roca y las serpentinitas lixiviadas se conservan solo en las celdas. El espesor es de alrededor de 10 m, muestra 519.
3. Sobre las ultrabasitas serpentinizadas lixiviadas yacen conglomerados densos

constituidos por concreciones de hierro con un cemento arcilloso verdoso. Espesor 0.8 m, muestra 518.

4. Arriba yace un paquete de arcillas gris verdosas con capas de concreciones de hierro duras. Espesor 2.4 m.
5. Sobre el mismo yace un horizonte de concreciones de hierro friables en un cemento arcilloso verdoso. Espesor 0.5 m, muestra 516.
6. Arriba se distribuye un horizonte de ocre amarillo claro mezclados con algún material arcilloso. Espesor 0.5 m, muestra 515.
7. Arriba se extiende un paquete bastante potente compuesto de material arenoso ocroso. En su parte inferior (2 m), las concreciones de hierro faltan totalmente, pero en su parte superior las arenas ocrosas contienen una gran cantidad de concreciones de hierro diseminadas. El espesor total del paquete es de 7 m.
8. Arriba yace un horizonte de concreciones de hierro cementadas por arcillas gris verdosas. Espesor 0.8 m, muestra 511.
9. Arriba yace un paquete de ocre no texturales arcillosos de color amarillo carmelitoso. Espesor 1.3 m.
10. Más arriba se distribuye un paquete representado predominantemente por formaciones carbonato-arcillosas (margosas) con capas intercaladas de arcillas pardas que contienen concreciones de hierro de varias dimensiones. El material margoso está bastante intemperizado, pero su contenido arcilloso le suministra suficiente dureza, de tal forma, que en la parte media del paquete se observa una capa de medio metro de espesor de margas duras. El color de las formaciones carbonato-arcillosas varía desde casi blanco hasta el gris verdoso. En las margas claras, duras, densas se encontró fauna representada por *Archaias angulatus*, *Fitchell and Moll*, *Elphidium puertoricensis* *Gall Hemingway*, *Miliolidos*, ostrácodos y fragmentos de conchas de moluscos. El espesor del paquete es de 8 m. La edad de la microfauna es Mioceno- Cuaternario.
11. Más arriba se desarrolla un paquete abigarrado representado por capas alternas de arcillas rojas y amarillas con pequeñas concreciones de hierro con aspecto de perdigón. En la parte superior del paquete las concreciones aumentan de tamaño y alcanzan hasta 3 cm de diámetro. El espesor del paquete es de 1.5 m, muestra 506.
12. Sobre el anterior yace un horizonte de ocre no texturales estratificados terrosos de colores amarillentos hasta rojo oscuro con numerosas concreciones de hierro,

(muestra 505). El último metro del corte esta constituido totalmente de estas concreciones de hierro, las cuales culminan el corte de los productos redepositados intemperizados. El espesor general del corte descrito alcanza 28 m.

Más hacia el norte y consiguientemente más cerca de la línea de costa, en los pozos 5566 y 1547, se observa claramente que del perfil litológico desaparece el horizonte ocreo de la corteza de intemperismo *in situ* y, por lo tanto, los productos redepositados de la corteza de intemperismo pasan a yacer directamente sobre las ultrabasitas serpentinizadas fuertemente milonitizadas. El corte de los productos redepositados está representado por arcillas estratificadas, verdes y pardas oscuras, las cuales a veces contienen concreciones de hierro con materiales arcillosos de color carmelita pardo. En algunos lugares, entre las arcillas verdosas se descubren pequeños cristales cúbicos de pirita. Esto confirma la redeposición de las arcillas en un ambiente lagunar reductor.

Arriba del paquete estratificado areno-arcilloso yacen arcillas amarillo-pardas y rosáceas, frecuentemente seudoestratificadas. Al igual que en el caso anterior, el corte lo culmina un

horizonte de ocre no texturales con numerosas concreciones de hierro las cuales llegan a constituir completamente la parte superior del horizonte. El espesor del paquete de los productos redepositados del intemperismo en estos pozos supera los 20 m.

Aún más cerca de la costa, el pozo 1519 descubre depósitos sedimentarios todavía más típicos, representados por margas arcillosas gris claras cubiertas por un paquete de sedimentos areno-arcillosos estratificados. El pozo no llegó a cortar las rocas ultrabásicas.

Como se puede ver por los datos de los cortes estudiados, el papel de los materiales redepositados en el territorio del yacimiento Punta Gorda aumenta a medida que se desciende de las partes meridionales más elevadas hacia la línea de la costa. Esta regularidad se observa perfectamente comenzando desde la terraza que tiene 70 m de altura y hacia abajo. Más arriba de esta terraza, el papel de los productos redepositados se reduce bruscamente hasta faltar totalmente del corte en los flancos meridionales del yacimiento. (ver fig. 31 y 32).

Las características litológicas de los cortes descritos confirman, sin dudas, la naturaleza sedimentaria de los depósitos.

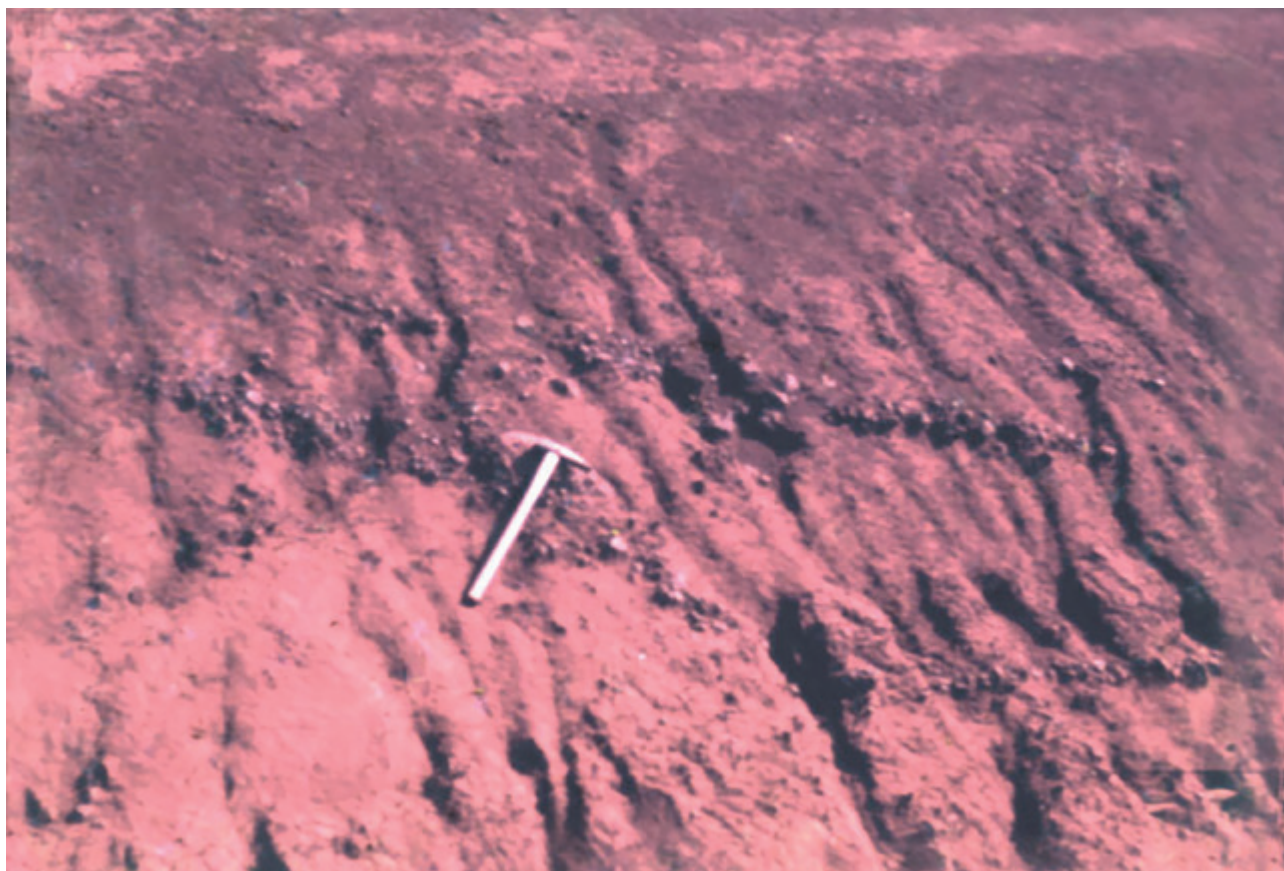


FIG. 31. Lente de material clástico en productos ocreos redepositados, región de Moa.

La alternancia rítmica de horizontes de concreciones de hierro con paquetes de arcillas, arcillas ocrosas y rocas areno-arcillosas muestra la destrucción y redeposición reiterada de los productos antiguos del intemperismo que yacían antes en el lugar de las cortezas que se observan actualmente formadas *in situ*. El que la redeposición ocurrió en una cuenca transicional con participación del mar está confirmado por la presencia de sedimentos carbonato-arcillosos (margosos) con microfauna. Con toda seguridad, toda la redeposición ocurrió en la parte litoral de la cuenca en condiciones de laguna costera con comunicación con el mar. Acerca de esto atestigua el color verdoso de las arcillas que cementan las concreciones de hierro y conglomerados; estas propias condiciones determinaron la formación de chamosita la cual ocurre frecuentemente en condiciones subacuáticas reductoras. La existencia de condiciones reductoras se confirma también por el hallazgo en las arcillas de cristales de pirita.

Tales condiciones pudieron existir solo en las lagunas fangosas litorales enriquecidas con materia orgánica.

El carácter sedimentario de las rocas se confirma también por sus análisis químicos. Como se observa en la tabla 20, los contenidos de sílice oscilan en el corte verticalmente desde 8.7 hasta 18.7 % en dependencia de la composición litológica de las rocas y no obedece a ninguna ley de distribución como ocurre en el perfil de la corteza de intemperismo *in situ*. Lo mismo sucede con el aluminio y con el hierro trivalente. Los contenidos de hierro trivalente sobrepasan ampliamente los contenidos promedios del mismo en la corteza de intemperismo, lo que también explica la presencia de chamosita y las condiciones reductoras del área de sedimentación.

El contenido de níquel también varía verticalmente desde 0.51 hasta 1.63 % sin una regularidad determinada. Los mayores contenidos de níquel en los productos redepositados coinciden con los mayores contenidos de



FIG. 32.
Ocres redepositados en el yacimiento Punta Gorda.

hierro bivalente y corresponden a las arcillas verdosas gris verdosas de composición nontronítica o chamosito-nontronítica.

Los depósitos descritos conservan un estrecho vínculo con la corteza de intemperismo de las ultrabasitas a cuenta de las cuales ellos se formaron. Sobre su interdependencia habla la composición sustancial de los materiales ocroso-arcillosos, los hidróxidos de hierro, la nontronita, los relictos de minerales serpentínicos y la presencia de cromoespinelas y magnetita. El alto contenido de níquel también explica su acumulación en los procesos de formación de las cortezas y su ulterior redeposición junto con los materiales arcillosos. Al mismo tiempo, el contenido de cobalto en el corte no es elevado lo cual señala su diseminación durante los procesos de redeposición.

Los productos redepositados meníferos ampliamente desarrollados en las partes central y septentrional del yacimiento pueden ser referidos al grupo genético sedimentario de los yacimientos exógenos ferro-niquelíferos conectados con los yacimientos residuales de la corteza de intemperismo. I.I. Guinzburg, 1963, englobó estos dos grupos genéticos en una sola formación geológica de la corteza de intemperismo.

En la composición del complejo menífero del yacimiento Punta Gorda se puede distinguir la formación de dos paragénesis meníferas.

1. Oxidada, que comprende las formaciones ferrosa-goethito hematítica y goethito ferro-cobalto-niquelífera.
2. Silicatada, con los tipos de formaciones, nontronito-niquelífera y serpentino-niquelífera.

Las menas de las formaciones goethito ferro-cobalto-niquelífera y nontronito-niquelífera tienen la importancia industrial principal.

La parte mejor explorada del yacimiento Punta Gorda comprende un gran cuerpo en forma de capa alargada en dirección nororiental entre los ríos Moa y Yagrumaje. La longitud de este cuerpo alcanza 8 Km y el ancho oscila entre 1-3 Km. El cuerpo buza suavemente al norte coincidiendo con la inclinación general del relieve. Además del buzamiento general hay que señalar las sinuosidades locales del cuerpo coincidentes con los valles de los ríos, arroyos y arroyuelos intermitentes actuales. El corte general de este gran cuerpo se representa como una capa con un límite superior suave que repite las sinuosidades del relieve; el límite inferior por su

parte es irregular y está complicado por la presencia de zonas de debilidad tectónica a lo largo de las cuales se desarrollan bolsones formando cortezas lineales de grietas. Según los datos de N.F. Agueenko, en una distancia de 100 m ocurren de 7 a 8 pequeños saltos en el espesor, pero normalmente hay una yacencia regular que se mantiene durante muchos cientos de metros.

El espesor del cuerpo varía entre 1 hasta 30 m; el espesor máximo se observa en la parte meridional del cuerpo con cotas absolutas de 170-200 m donde alcanza 16-30 m. Hacia el norte y noroeste sobre las cotas de alrededor de 140 m el espesor del cuerpo comprende de 8 a 16 m. En el área de la divisoria de las aguas el espesor puede aumentar localmente hasta 16-25 m y en los valles de los pequeños arroyuelos disminuye hasta 1-8 m. En el noreste, sobre las cotas 50-80 m y hasta la cota 30 m el espesor del cuerpo se reduce hasta 1-8 m.

El gran cuerpo descrito agrupa 15 pequeños cuerpos meníferos de los cuales 10 contienen en mayor medida menas goethito-ferro-cobalto-niquelíferas y en el resto menas nontronito-niquelíferas. En los lugares donde las menas goethito ferro-cobalto-niquelíferas faltan, se observan ventanas a través de las cuales se pueden ver las menas de la formación nontronito-niquelífera.

En las ventanas del tipo formacional secundario, a su vez, se observan las menas serpentino-niquelíferas o las ultrabasitas serpentinizadas estériles. Cuando las ventanas coinciden con cualquier tipo formacional de menas la continuidad de las mismas se rompe. En el área cubierta por el gran cuerpo se distribuyen alrededor de 100 ventanas las cuales tienen un área que varía desde 0.001 hasta 0.06 Km².

El área ocupada por las menas goethito-ferro-cobalto-niquelíferas, alcanza su mayor espesor en la parte más meridional del cuerpo. Hacia el norte y también en las laderas de los valles fluviales su espesor disminuye alcanzando un valor mínimo de 1 m en la parte nororiental del cuerpo. Las menas nontronito-niquelíferas, por el contrario, es en la parte nororiental del yacimiento donde alcanzan su mayor espesor que llega a ser de 3-5 m. Hacia el suroeste, su espesor se reduce hasta 2-3 m y en la parte suroriental del cuerpo se reduce aún más hasta 1-1.5 m.

Las menas del tipo goethito ferro-cobalto-niquelíferas están representadas por los ocres estructuro-texturales e inestructuro-texturales, porosos, suaves, muy poco plásticos que se desmoronan en las manos.

Los ocres estructuro-texturales conservan las particularidades estructuro-texturales de las rocas madres. Los ocres inestructuro-texturales por su parte, frecuentemente presentan una estratificación horizontal o inclinada y una textura de franjas o detrítica.

El color de las menas varía de amarillo pardo en la parte inferior del cuerpo menífero hasta carmelita y rojo cereza violáceo en la parte superior. El peso volumétrico de las menas comprende en la parte inferior 0.85-1.13 g/cm³ y se incrementa en la parte superior del cuerpo mineral hasta 1.5-1.7 g/cm³.

En la composición granulométrica predomina la fracción de 0.074-0.01 mm, el volumen de la cual alcanza entre el 70 y el 90 %. En la composición química el Fe₂O₃ tiene la principal significación y alcanza el 62 %; en segundo lugar, está el aluminio con el 8 %. La sílice llega hasta el 7.6 %. El contenido promedio de níquel es de 1.27 % y el cobalto de 0.14 %. La composición química promedio de las menas se muestra en la tabla 20.

En la composición mineralógica de las menas se observa que las de la parte inferior son goethito-hidrogoethítica mientras que las de la parte superior, en un grado considerable en forma de concreciones de hierro, son hematito-goethítica.

El mineral principal portador de níquel es la goethita en la cual el níquel sustituye isomórficamente al hierro. Una cantidad considerable de níquel se observa en los hidróxidos de manganeso, sin embargo, la cantidad total de los últimos en las menas es muy baja alcanzando sólo como promedio el 2 %. Los hidróxidos de hierro y manganeso son también minerales portadores de cobalto. Como se observa en la descripción, este tipo de menas es muy complejo y presenta un elevado valor práctico.

Las menas de la formación nontronito-niquelífera están representadas por rocas arcillo-aleuríticas, aleuríticas y areno-arcillosas que conservan las particularidades texturo-estructurales del substrato. Las menas son blandas en estado seco y se desmoronan en las manos frangmentándose en una serie de cascajos finos hasta el tamaño de arenas. En estado húmedo, las menas son bastante plásticas. El color de ellas varía de gris verdoso, pardo verdoso, verde carmelitoso hasta amarillo carmelitoso en dependencia del grado de ocritización. El peso volumétrico de las menas oscila desde 1.3 hasta 1.6 g/cm³.

En la composición granulométrica predomina la fracción fina de 0.074-0.01 mm la cual constituye entre el 50-70 % del volumen total de la roca. Un lugar importante ocupan las fracciones gruesas, las cuales alcanzan entre el 30 y el 40 %.

En la composición química predomina la sílice, el hierro, el magnesio (ver tabla 20). El contenido de níquel es de 1.8 % como promedio y el cobalto solo alcanza el 0.07 %, es decir, esta fuera de balance.

En la composición mineralógica de las menas predominan los minerales del grupo de la serpentina y las nontronitas. La cantidad de hidróxidos de manganeso se reduce hasta el 1 %. Esto determina la reducción del contenido de cobalto.

Los minerales portadores de níquel son las nontronitas y minerales del grupo de la serpentina. La parte principal del níquel ocupa una posición estructural sustituyendo isomórficamente al hierro y al magnesio en la red cristalina de los silicatos. En las nontronitas pueden tener un papel importante los procesos de absorción. A pesar de que la presencia del níquel en los diferentes minerales característicos para los distintos tipos de menas es en sentido general indiscutible, la distribución del mismo en las menas se subordina a regularidades mucho más complejas. Las investigaciones detalladas llevadas a cabo en los últimos años por I.V. Vitovskaya (1982), mostraron la existencia en las menas niquelíferas hipergénicas de cantidades considerables de neoformaciones minerales roentgenoamorfos. Las cantidades de níquel en ellas con frecuencia superan el contenido de níquel en las fases cristalinas. Lamentablemente no se han realizado hasta el momento investigaciones mineralógicas detalladas de las menas cubanas, pero ellas son muy necesarias, toda vez que las neoformaciones roentgenoamorfos constituyen suministradores importantes de níquel y por lo tanto, la determinación del grado de su participación puede tener influencia en la elección del tratamiento tecnológico de las menas.

El yacimiento Punta Gorda no es el único que presenta acumulaciones de materiales redepositados; en los últimos años se han encontrado volúmenes significativos de ocres redepositados a ambos márgenes del río Cañas en Zona A y en Zona Septentrional (ver Fig. 32A)

FIG. 32A.
Afloramiento
de ocre
redepositados
en Zona A,
Moa. Nótese los
ocres grises que
representan una
sedimentación
de facies lagunar
en condiciones
reductoras, como
ocurre también
en Punta Gorda.



YACIMIENTOS FERRO-COBALTO-NIQUELIFEROS DE TIPO SEUDO LINEAL

YACIMIENTO MARTÍ

A veces, los yacimientos niquelíferos de la corteza de intemperismo relacionados con grandes dislocaciones tectónicas poseen una morfología lineal clásica; un ejemplo de esto pudiera ser el yacimiento ferroniquelífero de Martí, aunque en realidad en Martí, no existe el desarrollo del perfil de la corteza a ambos lados del plano de falla y por eso sería más conveniente nombrarlo como seudo lineal. Entre los yacimientos de níquel del nordeste de Oriente este yacimiento se distingue, tanto por la morfología de los cuerpos meníferos, como por la composición sustancial del substrato, el cual constituye la fuente de las menas.

El yacimiento está distribuido en las laderas del valle y las terrazas del río Levisa. A diferencia de otros yacimientos de la región, Martí no constituye un yacimiento homogéneo; él está formado por nueve sectores independientes separados por el río Levisa y sus afluentes. Las dimensiones de los sectores, sus contornos y alturas están muy bien delineados. En relación a la geomorfología de los sectores septentrionales del yacimiento, hay coincidencia con las superficies de nivelación más bajas que tienen alturas absolutas entre 50-120 m. Los sectores más meridionales se desarrollan sobre las superficies más elevadas con alturas absolutas entre 150 hasta 700 m.

En el yacimiento Martí, al igual que en todas las premontañas septentrionales de la Sierra de Nipe, está desarrollado el complejo erosivo-denudativo del relieve. En la parte más septentrional de la región, el desmembramiento de las superficies de nivelación más bajas por las pequeñas corrientes de agua condujo a la formación de un relieve de colinas. Los sectores meníferos del yacimiento se extienden tanto sobre las cimas aplanadas de las colinas como sobre las laderas suaves. En la parte meridional del yacimiento predomina un relieve de montañas bajas intensamente desmembrado. Los sectores meníferos se extienden entre los límites de las divisorias de las aguas suaves y sus laderas; en algunos casos estos coinciden con las terrazas del río Levisa.

Tanto en el norte como en el sur, los valles de los arroyos son jóvenes y tienen forma de V. Solo en el curso inferior del río Levisa se encuentran terrazas acumulativas cuaternarias.

En la estructura geológica de la región del yacimiento, el papel principal corresponde a las rocas intrusivas que cubren cerca del 80 % del área y están representadas por las ultrabasitas, entre las cuales tienen una predominancia significativa las harzburgitas. Macroscópicamente son rocas masivas de granos medios y finos, de colores gris oscuro, gris verdoso, a veces casi negro que al intemperizarse toman una coloración más clara con tintes rojizos a cuenta de la oxidación del olivino.

Todas las ultrabasitas están serpentinizadas. El grado de serpentización oscila como promedio de 30 a 40 %, a veces alcanza 50-80 %. Los minerales del grupo de la serpentina están representados por antigorita, bastita, crisotilo y lizardita. En la parte norte del yacimiento las rocas intrusivas están cubiertas por paquetes de rocas sedimentarias.

En la base del corte, sobre la superficie erosionada de las ultrabasitas, yacen brechas de cantos gruesos y conglomerados con cantos de serpentinitas. A medida que nos alejamos del macizo intrusivo, el tamaño de los cantos disminuye desde 20-40 cm hasta 5-20 cm, mientras que el grado de rodamiento de los mismos aumenta.

El espesor de los conglomerados-brechas alcanza las primeras decenas de metros. Sobre ellos yacen conglomerados en los cuales predominan los cantos de serpentinitas algo rodados y también contienen gabros y gabro-diabasas hasta el 3-5 %. El tamaño de los cantos es de 5-20 cm. El espesor total del paquete de conglomerados es de 20-30 m. Sobre ellos yace otro paquete de conglomerados donde, junto a los cantos de serpentinitas, se encuentra una gran cantidad de calizas cementadas por un cemento carbonatado. La cantidad de material carbonatado en ellas varía de 5 hasta 80 %. Basándonos en los hallazgos de fauna, la edad de estas rocas se determina como el Eoceno Medio Superior. El espesor de la secuencia es de 20-30 m.

Más arriba está situada una secuencia de calizas estratificadas, margas, areniscas terrígenas y gravelitas también del Eoceno. El espesor del paquete es de hasta 20 m. En la parte septentrional del yacimiento la secuencia sedimentaria está coronada por un paquete de conglomerados y margas de edad Oligoceno. Los depósitos del Cuaternario están desarrollados por todo el yacimiento, los mismos se subdividen en formaciones aluviales, proluviales y deluviales. En la composición de las dos primeras predominan los cantos, principalmente de composición serpentinitica. Los que yacen en el cauce actual del río son duros o muy débilmente intemperizados. Sin embargo, comenzando con la segunda terraza, el grado de intemperismo de los cantos aumenta sustancialmente, siendo a veces tan grande que los mismos se convierten en polvo al tratar de tomarlos en las manos.

La constitución geológica de la región está complicada por la existencia de grandes dislocaciones disyuntivas. La falla principal tiene una dirección norte sur y pasa a todo lo largo del cauce del río Levisa. A ambos lados de la falla principal se desarrollan numerosas rupturas

cortantes de tipo plumaje bajo un ángulo de 45°; por ellas corren los afluentes principales del río.

Estas fallas secundarias son sobre todo muy frecuentes en la margen izquierda del río Levisa, en su curso medio. En estos lugares los desplazamientos tectónicos provocaron la formación de una gran cantidad de material detrítico que forma una secuencia de brechas gruesas en la base del paquete sedimentario.

La coincidencia del yacimiento con la zona de la gran falla submeridional y sus fallas laterales de tipo de plumaje sugieren relacionarlo con el tipo morfológico lineal, pero hay que señalar que esta corteza se diferencia de las cortezas lineales clásicas de los Urales. Su espesor no es muy grande.

La corteza de intemperismo menífera forma un denso manto; la misma falta solamente en las laderas abruptas donde el ángulo de pendiente es mayor de 35° y en los lechos de los ríos y arroyos.

Las diferencias en la composición de la roca madre y en los rasgos geomorfológicos se reflejan en la composición de las cortezas de intemperismo.

De acuerdo con la composición de las rocas madres; se pueden distinguir las cortezas de intemperismo desarrolladas en los conglomerados sedimentarios, gravelitas y areniscas, en cuya composición predomina el material serpentínico. Estas cortezas están situadas en la parte norte del yacimiento en niveles geomorfológicos bajos. Muy parecidas a las anteriores, por su composición son las cortezas desarrolladas a partir de brechas tectónicas gruesas las que también están formadas por fragmentos de rocas ultrabásicas.

En las partes central y meridional del yacimiento, en cotas absolutas más elevadas, se desarrollan las cortezas de intemperismo a partir de las ultrabasitas serpentinizadas.

Las diferencias en los niveles geomorfológicos sobre los que están desarrolladas las cortezas de intemperismo, se reflejan en las condiciones hidrodinámicas o hidrogeoquímicas prevalecientes en uno u otro lugar. En las partes septentrionales, por ejemplo, sobre el relieve de colinas bajas de la zona premontañosa, donde predominan las condiciones de transferencia de aguas de intensidad media, se desarrolla un perfil completo kerolito-nontronítico-ocroso. En la parte central y sobre todo en la parte sur en las condiciones del relieve de pequeñas montañas intensamente desmembrado predominan las condiciones de intensa transferencia de las aguas lo cual contribuyó al desarrollo del perfil abreviado kerolito-ocroso de la corteza de intemperismo.

En el perfil completo de la corteza de intemperismo se distinguen de abajo a arriba:

1. Una zona de rocas desintegradas
2. Zona de rocas lixiviadas
3. Zona de nontronitas
4. Zona de ocres.

Estas zonas se forman, tanto a partir de las rocas ultrabásicas como de las sedimentarias, en cuya composición predomina un material clástico serpentínico; por eso en la base del perfil, la zona de desintegración puede estar representada o bien por ultrabasitas bastante frescas, que al golpearlas muestran un intenso agrietamiento, o por brechas-conglomerados agrietados de composición predominantemente ultrabásica. Normalmente, en la parte superior del horizonte de desintegración se desarrolla una débil carbonatización y kerolitización en finas vetillas. La superficie inferior del horizonte de desintegración es irregular y presenta numerosos bolsones a lo largo de las zonas de fallas y embudos cárnicos, allí donde existe material carbonatado en el substrato.

El horizonte de lixiviación suprayacente está representado por rocas ultrabásicas porosas, ligeras, de color gris verdoso, gris o gris claro. El color claro de las rocas habitualmente se debe a la presencia de las serpofitas y saponitas hipergénicas. En todo el horizonte se desarrolla la carbonatización y la kerolitización de finas vetillas. Por las grietas a veces también se desarrolla débil ocritización y nontronitización. La ocritización se desarrolla también a partir del olivino y el piroxeno dándole a la roca un matiz amarillento y acentuando la estructura-textura de redes-celdas de las ultrabasitas serpentinizadas. Con la zona de lixiviación están relacionadas las rocas níquelíferas silicatadas fuera de balance las que actualmente quedan sin extraerse.

El horizonte de nontronitización está representado por rocas ultrabásicas y sedimentarias nontronitizadas, estas últimas con composición serpentínica del material detrítico. Las rocas nontronitizadas son blandas, de color verde grisáceo con un matiz amarillento en las fracturas frescas. En estado seco es de un color amarillo sucio. Las rocas conservan las particularidades texturo-estructurales de la roca madre. Si la nontronitización está desarrollada a partir de las rocas sedimentarias se conserva entonces la estratificación de las gravelitas y areniscas o las texturas detríticas de las brechas-conglomerados. En los cantos predominan las serpentinitas non-

tronitizadas intemperizadas; en raros casos aparecen gabros relativamente frescos. En la composición del cemento también predomina un material serpentínico detrítico con una pequeña mezcla de gabroides. Es notable el gran intemperismo del material detrítico en comparación con los grandes cantos; habitualmente el cemento serpentínico se transforma en ocres.

Las nontronitas ocritizadas en diferente grado se observan casi por todas partes. El grado de ocritización normalmente aumenta de abajo a arriba donde el horizonte de las nontronitas pasa gradualmente al horizonte de ocres.

El contacto inferior del horizonte de nontronitas con el de lixiviación es irregular, formando numerosos bolsones que se disponen a lo largo de las zonas tectónicas. Con el horizonte de las nontronitas están relacionadas las menas níquelíferas silicatadas de balance de la formación serpentino-nontronito-níquelífera. El contenido promedio de níquel de ellas es de 1.2 % y el del hierro está entre 12 hasta 35 %. Los contenidos medios de estos componentes, en las menas de balance, es de 2.34 y 25.4 % respectivamente (ver tabla 21). El espesor industrial mínimo de estas menas es de 1 m. Las menas están representadas por serpentinitas nontronitizadas con una ocritización variable o por rocas sedimentarias (brechas-conglomerados y gravelitas); en este caso la textura es brechosa con numerosos espejos de falla en los clastos.

La morfología de los cuerpos meníferos y sus dimensiones se determinan por el nivel de desarrollo de las rocas ocritizadas-nontronitizadas. En la parte norte del yacimiento, en el Sector 7, se delimitan dos grandes cuerpos meníferos; el Norte 800x500 m y el Sur 850x600 m. Vistos en corte los cuerpos meníferos tienen forma de manto complicado por bolsones. El espesor de los mismos es de 1 a 8 m, en valores medios 4-5 m.

En la composición mineral de las menas predominan los minerales del grupo de las serpentinas (antigorita, crisotilo, serpofita) y la nontronita que es el principal portador de níquel. Los contenidos de todo este grupo alcanzan el 45-55 %. Junto con ellos aparece una cantidad considerable de goethita (de 15 a 40 %). En algunos sectores se observan intercalaciones de sílice cavernosa a tal grado que, a veces, el contenido de cuarzo y calcedonia en las menas alcanza el 15 %. La presencia de silicatos realmente níquelíferos oscila de 0.2 hasta 6.0 %. El horizonte de los ocres suprayacentes está representado por rocas porosas, friables terrosas.

TABLA 21.

Composición química de las menas del yacimiento Martí

	Contenidos medios de los elementos en %													
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	P ₂ O ₅	NiO	CoO
Parte Norte														
Menas Oxidadas	11.1	2.40	63.84	0.78	1.34	2.80	0.21	0.028	0.07	2.93	0.1	0.06	1.52	0.16
Menas Silicato-niquelíferas	40.1	2.3	25.4	0.30	0.36	16.4	0.12	0.18	0.05	1.37	0.11	0.07	2.34	0.06
Parte Sur														
Menas Oxidadas	7.29	4.53	65.26	0.24	0.9	2.68	0.19	0.27	0.06	2.6	0.08	0.08	1.72	0.15
Menas Silicato-niquelíferas	24.0	2.29	38.63	0.41	0.5	16.62	0.09	0.18	0.08	1.9	0.07	0.09	1.57	0.08

En los ocres se conservan los rasgos texturo-estructurales de las rocas madres. Si los ocres están desarrollados a partir de ultrabasitas serpentizadas, los mismos heredan una textura de redes-celdas. En los ocres desarrollados a partir de rocas sedimentarias estratificadas se conserva el bandeamiento, en otros casos se hereda la textura brechosa. A veces se observan inclusiones de sílice de color carmelitoso. Debido a que la transición de las nontronitas a la zona de los ocres es gradual, en las partes inferiores de los ocres estructuro-texturales se conservan relictos de rocas nontronitizadas descompuestas. A veces en los ocres se encuentran vetillas y nidos (de hasta 20 cm de diámetro) de los silicatos niquelíferos de color verde brillante.

En la parte superior del horizonte de ocres ellos pierden sus rasgos texturales y estructurales y pasan gradualmente al horizonte de los ocres inestructuro-texturales. Estos ocres son más friables, a veces pulverulentos, de color carmelita parduzco, carmelita hasta un color rojo cereza. En su masa entra una gran cantidad de concreciones goethíticas y hematíticas, cementadas por un fino material ocroso-arcilloso. Los ocres tanto estructuro-texturales como inestructuro-texturales son meníferos. Con ellos están relacionados una gran parte de las menas oxidadas de níquel de la formación goethito ferro-cobalto-niquelífera, que constituyen las principales reservas del yacimiento. El contenido medio del níquel en estas menas es de 1.52 %, el de hierro es de 63.84 % y el de cobalto de 0.16 % (ver tabla 21).

La forma de los cuerpos meníferos se determina por el gran desarrollo y conservación de la zona de los ocres. En la parte norte del yacimiento, a veces se encuentran desarrollados pequeños cuerpos alrededor de 100 m² separados por zonas estériles; solo en el sector 7 se distinguen hasta 46 de estos pequeños cuerpos. El cuerpo más grande tiene un área de 0.08 Km². Vistos en corte los cuerpos meníferos tienen forma de manto. La yacencia es suave, en correspondencia con el aplanamiento general del relieve. El espesor de los mismos oscila de 1 a 20 m, siendo de 3 m en término medio.

En la composición mineral de las menas niquelíferas oxidadas predomina la goethita (49-67 %), concentrada en las clases de grano fino (0.1-0.01 mm y menos). Los minerales del grupo de la serpentina tienen un valor subordinado. Su contenido no pasa del 12 %, teniendo en término medio 4.4 %. En la composición de estas menas entra una gran cantidad de cromita (7.5-9.8 %).

En general, el espesor de la parte friable de la corteza de intemperismo es, en término medio, de 14 m, pero el espesor de algunos horizontes es variable. En dirección hacia el Sur, a medida que se elevan las cotas absolutas del relieve y aumenta consecuentemente la intensidad de la transferencia de las aguas, el horizonte de las rocas nontronitizadas se reduce en espesor y el perfil completo pasa a ser perfil abreviado.

Las cortezas de intemperismo con perfil abreviado se observan en la parte central y principalmente en la parte sur del yacimiento (Sectores 6

y 9). Sirvieron de rocas madres para la corteza de intemperismo de estos sectores solo las ultrabasitas serpentinizadas. En la base del corte yacen serpentinitas desintegradas, poco alteradas. Sus afloramientos pueden ser observados en los cursos medio y superior del río Levisa y sus afluentes.

El horizonte de lixiviación en el perfil está menos desarrollado si lo comparamos con la parte norte del yacimiento. Los mayores espesores de hasta 8,5 m se observan en las laderas con contrapendientes; sin embargo, los espesores medios del horizonte oscilan entre 1.5-1.8 m. Las rocas que lo forman están representadas por serpentinitas porosas lixiviadas, de color gris claro o gris verdoso. La parte superior del horizonte está fuertemente ocritizada y tiene un color amarillo-carmelitoso. Con esta zona están relacionadas las menas níquelíferas silicatadas de balance.

Las mismas están representadas por pequeños cuerpos meníferos aislados de un área de 300 m² hasta 10000 m². En el extremo sur, el área de los cuerpos meníferos normalmente no supera las primeras decenas de metros. El más grande de ellos alcanza 0.03 Km². El contenido de níquel en las menas es en término medio de 1.57 % y el del hierro es de 38.6%.

En la composición mineral predominan los minerales del grupo de la serpentina (hasta el 62.6 %), cuyos productos intemperizados son portadores de níquel.

Debido a que en la parte superior del horizonte predominan los ocres, en la composición mineral adquiere una importante significación la goethita cuyo contenido alcanza 25-44 %. La cromita aparece constantemente (4-9 %). A diferencia con las zonas septentrionales no se observan ni cuarzo libre ni silicatos níquelíferos.

Sobre las serpentinitas lixiviadas ocritizadas, con un contacto bastante brusco yace el horizonte de los ocres. A diferencia con los ocres de la parte norte del yacimiento, estos contienen una gran cantidad de concreciones de hierro (goethita-hematíticas hasta el 20 %) diseminadas por todo el horizonte. Las concreciones están cementadas por una masa ocroso-terrosa que carece totalmente de relictos de la textura y estructura de las serpentinitas primarias ni

tampoco presenta huellas de traslado proluvio-deluvial. Al horizonte de los ocres pertenecen las menas níquelíferas oxidadas de la formación goethito-ferro-cobalto-níquelífera. Los contenidos de níquel en ellas alcanzan 1.7 % y el hierro alcanza 65 %. En el centro sur, los cuerpos meníferos tienen tamaños más grandes que en la parte norte del yacimiento. En la parte central del yacimiento se distinguen 4 grandes cuerpos, el más grande de los cuales tiene 1000 m de largo. En la parte sur del yacimiento se delimitan tres grandes cuerpos meníferos con un área de 0.093 Km². Vistos en corte, los cuerpos tienen forma de manto con bolsones poco profundos (2-3 m). El espesor medio es de 2.0 m.

En la composición mineral el valor principal lo tiene la goethita (65-79 %), concentrada fundamentalmente en las clases finas menores de 0.1 mm. En las clases más gruesas la hematita adquiere significación. El espesor total de todos los horizontes del perfil abreviado (excluyendo las serpentinitas desintegradas) es en término medio 3.5 m.

La comparación de los tamaños y de la morfología de los cuerpos meníferos pertenecientes a varios perfiles de la corteza de intemperismo demuestra que, en la parte norte del yacimiento, las menas níquelíferas silicatadas forman grandes cuerpos y las oxidadas pequeños. En la parte sur del yacimiento, por el contrario, están desarrollados grandes cuerpos de menas oxidadas y pequeños cuerpos de las menas silicatadas. Esta regularidad se manifiesta claramente mediante la comparación de los coeficientes metalíferos representados por la relación del número de pozos que revelan este u otro tipo de mena en cantidad general (ver tabla 22). Tales diferencias fueron provocadas por una serie de factores genéticos. Entre ellos jugaron un papel principal las condiciones hidrodinámicas e hidrogeológicas.

En la parte norte del yacimiento las condiciones de transferencia de las aguas de intensidad media contribuyeron a la formación de una zona bastante potente de nontronitas. En la parte sur las condiciones de intensa transferencia de aguas no fueron favorables para la formación de las nontronitas, por el contrario, aceleraron el proceso de intemperismo hacia

TABLA 22.

Coefficientes metalíferos de distintos tipos de menas del yacimiento Martí en %

Tipo de menas	Parte Norte	Parte Central	Parte Sur
Menas oxidadas	27	58	55
Menas silicato-níquelíferas	57	81	27

los productos finales (óxidos e hidróxidos de hierro), es decir, contribuyeron a la formación de potentes cuerpos meníferos de la formación goethito-ferro-cobalto-niquelífera. La formación en la parte sur del tipo de menas oxidadas fue favorecida también por la existencia de un substrato ultrabásico homogéneo. En el norte, al contrario, el desarrollo de las cortezas de intemperismo a partir de varios tipos de rocas que contienen material serpentínico en proporción variable produjo la formación de ocres con variado contenido de níquel. La erosión posterior y la redeposición parcial de los ocres produjeron la destrucción de los cuerpos meníferos. Por eso actualmente en la cubierta casi continua de la corteza de intemperismo en la parte norte del yacimiento se observa una gran cantidad de ventanas estériles y numerosos cuerpos meníferos tienen pequeños tamaños. Las diferencias en las condiciones de formación entre las partes sur y norte se confirma también por la composición química de los distintos tipos de menas. Por ejemplo, los contenidos medios de níquel en las menas oxidadas relacionadas con los ocres de las ultrabasitas al sur del yacimiento (1.72%), son mas elevadas que los contenidos de níquel en menas de la parte norte (1.52 %), donde los ocres están desarrollados a partir de rocas sedimentarias (ver tabla 21). Se observa una regularidad análoga en la distribución del contenido de hierro.

Por otra parte, la distribución del níquel en las menas niquelíferas silicatadas se somete a una regla inversa. Al norte del yacimiento donde está situada una zona potente de nontronitas bien estudiada, los contenidos medios de níquel son de 2.34 %. Al sur, donde las menas niquelíferas silicatadas pertenecen a la zona de lixiviación de las serpentinitas sus contenidos medios no superan el 1.5 %.

El estudio de las regularidades de distribución de los componentes de las menas en la corteza de intemperismo tiene un importante valor práctico, ya que la composición material de las menas influye fundamentalmente sobre la tecnología a utilizar en su elaboración.

Sin tener en cuenta las diferencias entre las partes Norte y Sur del yacimiento, la formación de sus menas estuvo relacionada con el prolongado proceso de formación de la corteza. Este proceso comenzó a finales del Mioceno, cuando en Cuba se estableció definitivamente el régimen continental de desarrollo y continuó durante todo el período Cuaternario. La edad de la corteza de intemperismo puede situarse sin dudas en el Cuaternario, puesto que ella es indudablemente más joven que las laderas de los valles y las terrazas de los ríos de edad sobre las que las mismas se formaron.

La edad de formación del yacimiento Martí se inserta dentro de las concepciones generales que se tienen sobre la edad de las cortezas de intemperismo meníferas de Cuba. Al mismo tiempo, los rasgos diferenciales de la roca madre, de la morfología de los cuerpos meníferos y de la distribución en ellos de los componentes útiles, complementan los datos sobre la génesis de las menas niquelíferas silicato-oxidadas de esta región.

YACIMIENTOS FERRO-COBALTO-NIQUELÍFEROS MULTIGENERACIONALES DE MANTO BOLSON EN TESTIGOS DE EROSIÓN

YACIMIENTO SAN FELIPE

La corteza desarrollada sobre las ofiolitas, que constituyen el depósito San Felipe se extiende por 48.798 Km², las potencias de la corteza en la parte sur - sureste ascienden en algunos lugares hasta los 30 m, siendo inferiores en el extremo norte noroeste.

A finales de la década de los 90, (1998) la compañía San Felipe Mining, solicita la concesión de investigación, con el fin de comprobar lo ya reportado por los estudios anteriores y realizar las precisiones necesarias para una futura inversión de una planta para la extracción de Ni. Es durante estos estudios donde comienza a reportarse la presencia y el control de la mineralización fundamentalmente por las arcillas esmectíticas, identificadas en el campo como nontronitas, nepuita, saponita, fundamentalmente nontronitas. (Formell F. ,1998). (ver fig. 33).

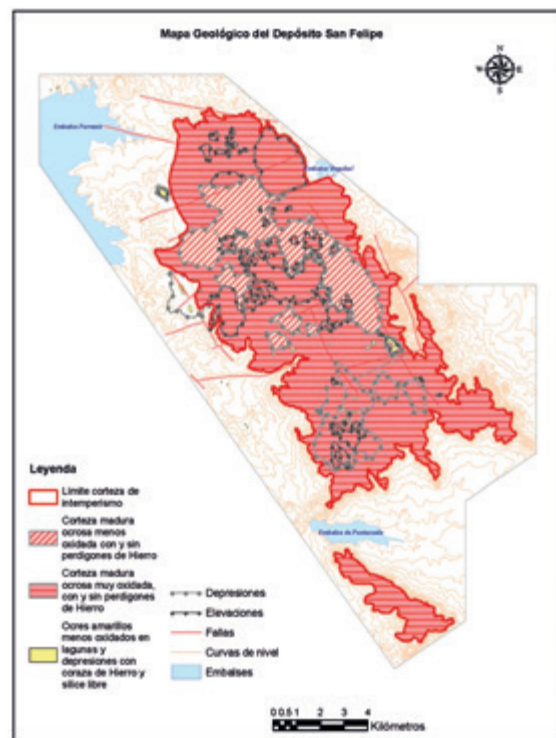


FIG.33.

Mapa geológico del depósito San Felipe.

El depósito San Felipe es una corteza de intemperismo tipo manto bolsón con grandes potencias de sus perfiles que oscilan entre 3 y 43.6 metros, con un promedio de 22.7 m. El promedio de la envolvente mineral, con una ley de corte de 0.8 % de Ni, es de aproximadamente 10 metros, con una cubierta o escombros promedio de aproximadamente 8 m (varía de 0 a 15 m), las menas níquelíferas están asociadas a arcillas esmectíticas, estas arcillas se distribuyen de forma regular y continua por todo el depósito.

Las cortezas presentan perfiles completos, muy frecuentemente complejos por la abundante presencia de sílice.

Los perfiles se caracterizan por abundante sílice libre en forma de ópalos, calcedonias y marshalita presentes en prácticamente todos los horizontes de la corteza de intemperismo comprobado durante las perforaciones de alrededor de mil pozos documentados y muestreados en los trabajos de prospección desarrollados en San Felipe. (Formell F., Cobas R., *et al.* 1998, 1999, 2000).

La corteza de intemperismo desarrollada en San Felipe se encuentra sobre los restos de una antigua corteza de intemperismo erodada y lavada, a lo largo y ancho de la parte aplanada de la meseta, elevada sobre el nivel del peniplano regional. En los bordes de la meseta la corteza de intemperismo disminuye hasta desaparecer aflorando entonces las ultramafitas, representadas principalmente por harzburguitas serpentinizadas. En la superficie de la meseta se observan bloques sueltos aislados de coraza de hierro (hardpan, duricrust) con sílice libre, los que aumentan su presencia y sus contenidos en sílice hacia la periferia; se observan también bloques de ópalos y calcedonias.

El origen de la morfoestructura de San Felipe se asocia a la probable existencia de una antigua corteza de intemperismo que se desarrolló en toda el área del actual peniplano de Camagüey. En el lugar de la actual meseta, aquella corteza de intemperismo se profundizaba formando una corteza de tipo bolsón, por la existencia de zonas de debilidad tectónica que favorecieron la circulación de las aguas subterráneas y con ello la más efectiva consecución de los procesos de intemperismo químico. En este ambiente la sílice y el magnesio extraídos por las aguas agresivas sobresaturadas en sílice y magnesio circulaban lentamente y con una lenta extracción del sistema eran precipitados en el fondo de la corteza de intemperismo en forma de sílice libre (ópalos y calcedonias) y magnesita rellenando fundamentalmente las grietas prototectónicas y las zonas de fallas de las ultrabasitas.

Durante el terciario superior se desarrolló una potente corteza de intemperismo laterítica de tipo manto-bolsón, en el terciario tardío-cuaternario esa corteza de intemperismo fué erodada y lavada, invirtiéndose el relieve y quedando San Felipe como un remanente de erosión, gracias precisamente a la existencia de masas de sílice secundaria que se comportaron como barreras e impidieron el desarrollo de la erosión en esa área.

De esta corteza, erodada, lavada, fueron transportados sus productos friables ocrosos, y arcilloso-ocrosos arrastrados y probablemente redepositados en las concavidades cársticas del terreno carbonatado que se desarrolla al norte de la sierra de Cubitas, en condiciones paleotectónicas de basculación de bloques que situaron al actual peniplano de Camagüey en condiciones hipsométricas por encima de la sierra de Cubitas al final del Mioceno Superior. (Formell F., Buguelskiy Y.Y., 1974); (Formell F., Cobas R. 1998).

En el lugar de la actual meseta de San Felipe, sin embargo, las raíces silíceas de esa corteza permanecieron y sirvieron de barrera a los ulteriores procesos de erosión regional que ocurrieron, resultando una inversión del relieve, que fue favorecida también muy probablemente por movimientos de basculación neotectónica ocurridos a través del sistema de fallas de dirección "cubana" las cuales fueron originalmente fallas de sobrecorrimiento, pero se comportaron durante los procesos de rejuvenecimiento neotectónicos esencialmente como fallas verticales.

Ulteriormente, una nueva corteza de intemperismo se desarrolló sobre el antiguo relieve erodado saturado de sílice libre fragmentada en forma de ópalos y calcedonias en condiciones de una lenta transferencia de las aguas que provocaba una difícil circulación de las aguas subterráneas y favorecían la conservación de las saturaciones de silicio, el llenado de las cavidades o huecos interiores de las rocas y la disolución de las rocas y ulterior reprecipitación de la sílice y el magnesio nuevamente extraídos, creándose varias generaciones de sílice y magnesitas.

Estos eventos de intemperismo múltiple son perfectamente concebibles, teniendo en cuenta el dinamismo que acompaña la formación de las cortezas de intemperismo en condiciones de clima tropical con alternancia de periodos secos y lluviosos, como ha ocurrido en Cuba desde el Mioceno Superior – Plioceno hasta el presente, (Formell F., Cobas R., 1998). Ejemplos de relictos de raíces de cortezas de intemperismo antiguas erodados se observan también en otros lugares de Cuba, como por ejemplo en San Miguel de los Baños, provincia de Matanzas (Formell, Buguelskiy, 1974).

El depósito de San Felipe, el cual posee morfológicamente más bien forma de cuesta, se desarrolla sobre las ofiolitas de la región de Camagüey, Cuba, con una caída de sus cotas hacia el noroeste. Es de forma más bien alargada y llana. Se observan zonas de intradepresiones caracterizadas por la presencia de coraza y corazas silicificadas debido a la humedad que estas zonas acumulan por la no salida de las aguas meteóricas del sistema.

La acción combinada de los procesos exógenos y tectónicos determinaron la evolución y las características del perfil de intemperismo que es esencialmente de menas silicatadas arcillosas (nontroníticas). Las condiciones de la transferencia de las aguas muy lentas en San Felipe dieron lugar a un perfil muy complejo de la corteza con la participación inusual de la sílice, tanto libre como combinada, resultado

de la muy difícil extracción del sistema de las aguas altamente mineralizadas.

Las menas de San Felipe pertenecen a la formación menífera serpentino-nontronito-niquelífera. Dentro de los tipos formacionales de yacimientos, San Felipe se considera como del tipo de menas cobalto-niquelíferas en cuerpos de manto-bolsón desarrollados a profundidad por grietas y fallas sobre los restos de una más antigua corteza de intemperismo erodada y lavada, por lo que San Felipe no es otra cosa que un testigo de erosión de una más antigua y más potente corteza de intemperismo.

Los perfiles en San Felipe son esencialmente perfiles completos de la corteza de intemperismo, pero tomando en cuenta la profusión de sílice libre omnipresente en el depósito, resulta adecuado considerar el perfil de San Felipe como complejo. (ver fig. 34).



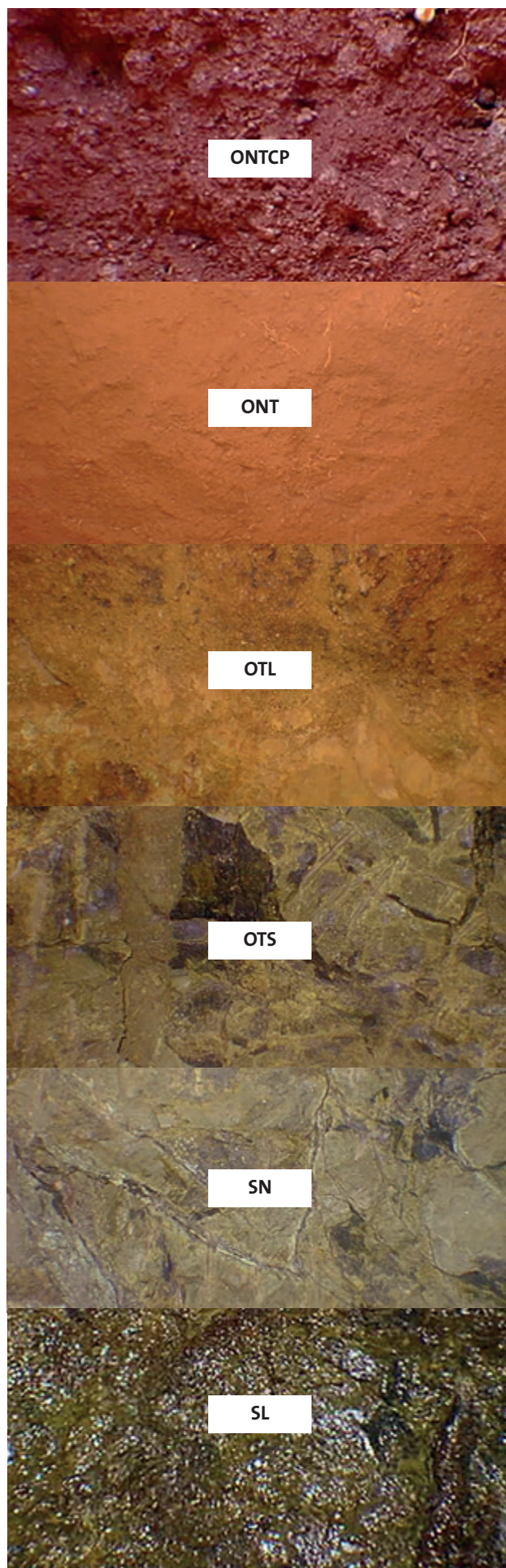
FIG. 34.
Un corte de la corteza de intemperismo en el depósito San Felipe.

Fig.35. (columna derecha) Descripción del perfil tipo San Felipe de arriba hacia abajo:

ONTCP: Ocres inestructuro-texturales con perdigones o pisolitos de hierro, son los primeros en aparecer en el perfil, de arriba hacia abajo, los perdigones se encuentran en proporción, diámetro y formas variables; su tamaño y por ciento de participación en la masa disminuye en profundidad, generalmente los pisolitos se hacen más frecuentes próximos a la superficie y a veces forman una capa superficial de perdigones sueltos. Se distribuyen también irregularmente fragmentos o bloques de sílice libre y coraza de hierro con sílice. La coraza está formada por la aglomeración de pisolitos de hierro y fragmentos de sílice en una masa silicificada, provocado por la movilización a corta distancia y reprecipitación del hierro debido a la acción de los ácidos orgánicos segregados por las raíces de las plantas. Hacia abajo en el perfil ya los perdigones comienzan a disminuir su tamaño y cantidad hasta que desaparecen dando paso gradual a los ocres inestructuro-texturales sin perdigones. La potencia promedio de este primer horizonte de 4 m y oscila entre 1 m y 14 m en el depósito. Ver quimismo en tabla 23.

ONT: Ocres inestructuro-texturales sin concreciones de hierro aparecen a continuación en profundidad, este cambio es gradual, estos ocres conjuntamente con los ocres no texturales con perdigones conforman la parte limonítica del perfil de intemperismo en el depósito. Es un material ocroso arcilloso, donde la textura de la roca que le da origen aún no es visible, avanzando en profundidad se pasa gradualmente al horizonte de los ocres estructuro-texturales limoníticos. La potencia promedio es de 3.4 m y varía de 1 m a 16 m. Ver quimismo en tabla 23.

OTL: Ocres estructuro-texturales limoníticos, de color amarillo-pardo-naranja que pasan hacia abajo a coloraciones abigarradas rojo-verdosas con tonalidades negruzcas debido a la presencia de asbolana y contiene fragmentos de sílice en proporciones y tamaños variables, distribuidos irregularmente en toda la masa. Este horizonte puede considerarse el paso gradual de las limonitas a la parte saprolítica del perfil. Estas limonitas son ocrosas, pulverulentas, con predominio de los óxidos e hidróxidos de hierro, goethita y limonita y van pasando gradualmente a ser arcillosas, es decir, más nontroníticas cerca del límite con el siguiente horizonte, la cual puede definirse como una zona de transición. Por las concentraciones que ya comienza a alcanzar el Ni en este horizonte, se considerara que forma parte de la envolvente mineral. Su potencia promedio es de 6 m y varía de 1 m a 17.5 m.



Estos tres horizontes que dentro del perfil, lo llamamos zona de las limonitas, son más ricos en Fe, Al_2O_3 y Cr_2O_3 y más pobres en Mg, los contenidos de Ni son bajos, la SiO_2 se encuentra en concentraciones elevadas.

El horizonte de los OTL posee concentraciones de óxidos e hidróxidos de hierro, el Mn se encuentra en forma de pátinas y se concentran los mayores contenidos de Co. Su humedad aumenta en la medida en que los horizontes son más arcillosos, o sea en profundidad. Ver quimismo en tabla 23.

SN: Serpentinitas nontronitizadas, es el próximo horizonte hacia abajo en el perfil. Son ligeras, de color verde, gris verde y verde claro, usualmente con finas vetillas reticulares en una textura ofítica en ocasiones rellenas de ópalo, kerolita y serpofita. Frecuentemente se observan cristales de piroxenos alterados a bastita, así como olivino alterado como relictos de las harzburguitas originales. El espesor de este horizonte como promedio es de 11 m, oscilando entre 1 m y 29 m. Ver quimismo en tabla 24.

TABLA 23.

Concentraciones de los elementos en los horizontes limoníticos (ONTCP, ONT, OTL)

Horizontes	Concentración de los elementos en %							
	Ni	Fe	Co	SiO_2	MgO	Al_2O_3	Cr_2O_3	Humedad
ONTCP	0.40	32.49	0.05	25.90	0.54	11.89	2.21	16.97
ONT	0.45	27.18	0.034	39.39	1.15	7.79	1.70	22.49
OTL	0.83	26.03	0.065	40.92	2.68	6.25	1.54	31.25

OTS: Ocreos estructuro-texturales nontroníticos, aparecen las esmectitas (nontronitas, nepouita, saponita), es el principal portador de la mineralización de Ni. En el perfil, conserva la textura y estructura de la roca madre, la coloración es verde olivo, verde brillante, untuosos al tacto, cerosos, con presencia de kerolita y serpofita hacia el inferior del horizonte. Los contenidos de sílice libre se distribuyen irregularmente, en forma de ópalos, de colores variables generalmente verdosos y blancos. La potencia promedio es de alrededor de 10 m y varía su espesor de 0 m hasta los 26 m. Ver quimismo en tabla 24.

SL: Serpentinitas lixiviadas, es el horizonte inferior del perfil de intemperismo en el depósito, su espesor promedio es de 13.9 m y oscila entre 1 m y los 39 m. Son rocas verde claras, ligeras, que se desmoronan al presionarlas con la mano, agrietadas con numerosas vetillas rellenas las grietas de ópalos, kerolita y serpofita.

Estos tres horizontes conforman la zona de las saprolitas, aquí se incrementan los valores de Ni en los OTS y en las SN comienza a disminuir; la SiO_2 se mantiene con valores poco variables como dentro de todo el perfil y el MgO, aumenta en las SN y en las SL, mientras que el Co decrece en sentido general. Ver quimismo en tabla 24.

TABLA 24.

Concentraciones de los elementos en los horizontes saprolíticos.

Horizontes	Concentración de los elementos en %							
	Ni	Fe	Co	SiO_2	MgO	Al_2O_3	Cr_2O_3	Humedad
OTS	0.98	21.69	0.053	46.00	4.88	4.78	1.42	35.76
SN	1.05	14.25	0.035	48.10	14.21	3.43	1.01	36.69
SL	0.75	11.35	0.022	47.50	22.69	2.38	0.83	32.44

Roca: Al final de los horizontes intemperizados, aparece el basamento que está representado fundamentalmente por harzburgitas serpentinizadas desintegradas, muy raramente las dunitas; también se ha reportado la ocurrencia de rocas leucocráticas tanto en el basamento como en otras zonas dentro del perfil. En esta zona todos los elementos disminuyen notablemente a excepción del MgO que aumenta y la SiO₂, que aún cuando ha disminuido se mantiene alta. Ver quimismo en tabla 25.

La sílice libre es del 44-66 % en peso de la ganga, que se encuentra en un rango de 55-73 % en peso en las fracciones gruesas (+1 mm). Los otros minerales que componen la ganga, cuyos contenidos no son altos, son: Magnetita 24 -42 % y cromita 2-20 % en peso del total del estéril y se concentran en la fracción -0.074 mm, esta fracción en un 84-85 % está compuesta por minerales arcillosos portadores de níquel, cuya presencia dificulta y hace muy poco eficiente cualquier método de separación y beneficio. (Cabrera Díaz *et al*, 2005).

TABLA 25.

Concentraciones de los elementos en la roca.

Horizontes	Concentración de los Elementos en %							Humedad
	Ni	Fe	Co	SiO ₂	MgO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	
Roca	0.39	7.10	0.013	40.97	31.7	1.34	0.55	14.9

El basamento posee forma sinusoidal, con bolsones y elevaciones alternantes, representado fundamentalmente por harzburgitas serpentinizadas, raramente dunitas y rocas leucocráticas. En esta zona, la concentración de los elementos disminuye notablemente, a excepción del MgO que aumenta, alcanzando valores por encima de 30 %.

Las menas fundamentales del depósito San Felipe son nontronito-niquelíferas, los contenidos de níquel fluctúan entre 0.4 y 4.18 % y los de cobalto 0.014 y 0,057 %. Los minerales útiles son mayoritarios y representan un 65-82% de la masa total de las muestras, concentrándose, por lo general, en las fracciones finas. La composición granulométrica se caracteriza por un alto contenido de las fracciones finas -0.074 mm, (52-76%) debido al predominio de los minerales arcillosos en su composición mineralógica, siendo estos los principales portadores de Ni.

La ganga representa de un 12-30 % de la masa total de las muestras investigadas y de ella el mineral mayoritario es la sílice libre, concentrándose en las fracciones por encima de 1mm y en la fracción por debajo de 0.074 mm. El resto de la ganga corresponde a la magnetita, cromita y concreciones de hierro.

MINERALOGÍA DE LAS MENAS

Las investigaciones mineralógicas desarrolladas en San Felipe fueron realizadas por diferentes autores, Alliston, R., B. England, P. Shrestha, (1999); Cabrera Díaz *et al*, (2005); Chang A., (2005, 2015); Gallardo T. *et al*, (2010); Marín Barba, P., Tauler E., Proenza J., (2011) y Chang Rodríguez A., (2015). Las técnicas analíticas utilizadas fueron: difracción de Rayos X (DRX), fluorescencia de Rayos X (FRX), espectroscopía de masas por plasma acoplado inductivamente (ICP-MS), granulometría, microscopía óptica, microscopía electrónica de barrido con analizador de energía (SEM-EDS) y microscopía electrónica de transmisión con analizador de energía (TEM-AEM). En estas investigaciones se confirman las aseveraciones realizadas durante los trabajos de exploración de San Felipe por Formell, F., Cobas R. y otros (1998, 1999, 2003, 2005, 2007) de que el mismo es un depósito de menas de Ni arcillosas, con un control de la mineralización de Ni por las arcillas esmectíticas: nontronitas, saponitas, nepuita.

Las muestras del horizonte limonítico son poco compactas y de color rojizo, constituidas mayoritariamente por óxidos y oxi-hidróxidos de hierro (hematita y goethita) y, en menor cantidad, cuarzo y lizardita. (Fig.36).

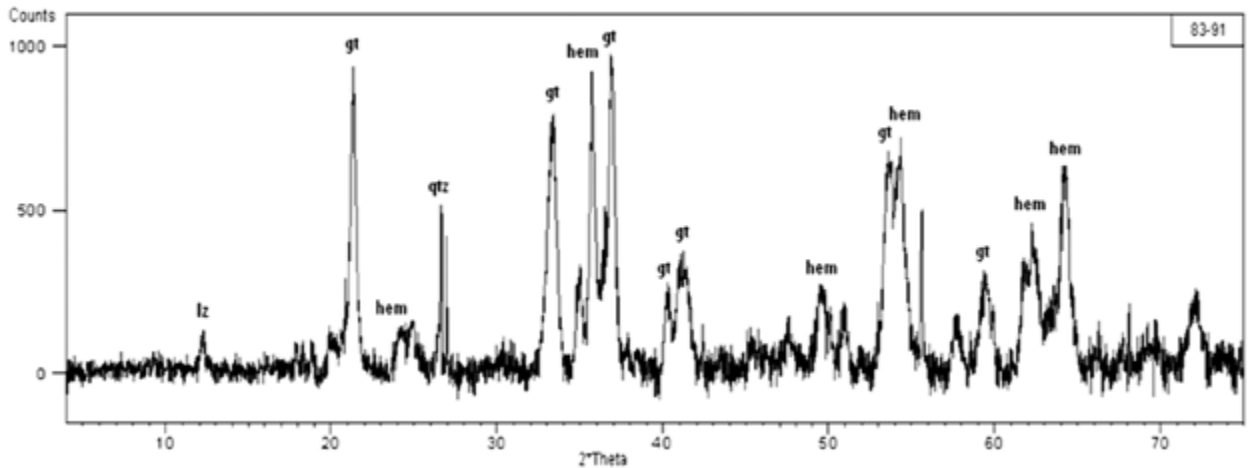


FIG. 36. Espectro de DRX. Muestras de limonitas: lz: lizardita, gt: goethita, hem: hematita, qtz: cuarzo.

El horizonte de los ocres estructuro-texturales limoníticos es poco compacto, de color marrón, con abundante porosidad y fracturas. La cantidad de hematita disminuye considerablemente respecto a las del horizonte supra-yacente, hasta tal punto que en el espectro de DRX (Fig. 37), sólo se observan indicios de ésta. La goethita, sin embargo, sigue siendo una de las fases mayoritarias. Las muestras contienen, además, un mineral del grupo de las esmectitas y cuarzo. Hacia la parte inferior del perfil empieza a aparecer maghemita.

El cuarzo está en las muestras en agregados criptocristalinos, de tamaño superior a 200 μm , deformados y con los bordes redondeados. La esmectita se presenta formando agregados criptocristalinos irregulares, porosos y con inclusiones de óxidos o hidróxidos de Fe (Fig.38) Los cristales de maghemita presentan tamaños superiores a 300 μm y están muy fracturados (Fig. 39). En las saprolitas las fases minerales mayoritarias son: esmectita, lizardita y maghemita. La proporción de esmectita y lizardita varía a lo largo del perfil de intemperismo.

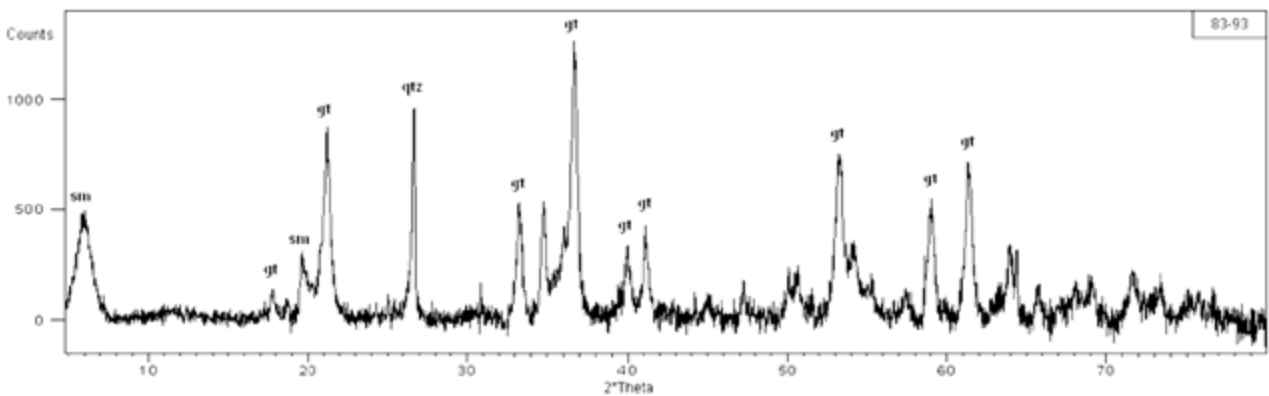


FIG. 37. Espectro de DRX. Muestra ocres estructuro-texturales limoníticos. sm: esmectita, gt: goethita, qtz: cuarzo.

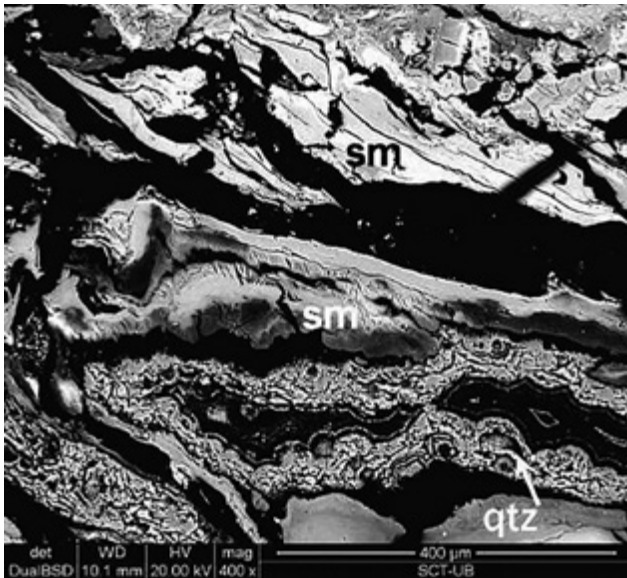


FIG. 38. Imagen de electrones retrodispersados de agregado bostrychoidal criptocristalino de cuarzo con esmectita.

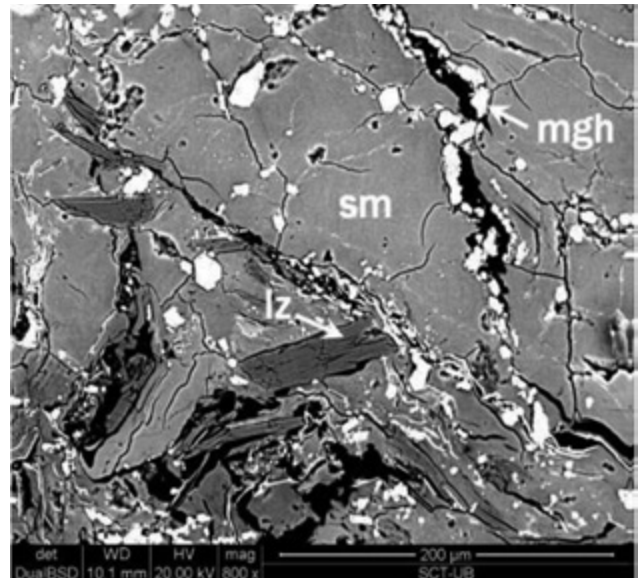


FIG. 39. Imagen de electrones retrodispersados de agregados criptocristalinos de esmectita con lizardita y maghemita.

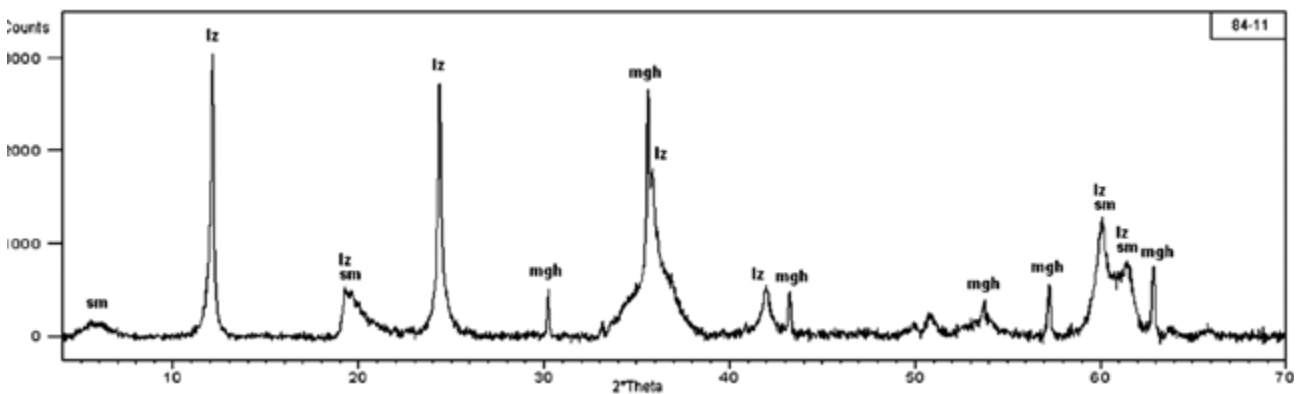


FIG. 40. Espectro de DRX de serpentinas nontroníticas. sm: esmectita, lz: lizardita, mgh: maghemita.

En la zona de las saprolitas, que abarcan los ocres estructuro-texturales nontroníticos, las serpentinas notronitizadas (Fig. 40) y las serpentinas lixiviadas, la fase mayoritaria es la de las esmectitas. Los resultados de los análisis SEM-EDS muestran que corresponde a una nontronita rica en Ni fundamentalmente, aunque aparecen otras esmectitas menos distribuidas.

La lizardita suele estar envuelta por esmectita y los cristales idiomórficos de maghemita se encuentran rellenando fracturas. El horizonte de los ocres estructuro-texturales nontroníticos se caracteriza por la presencia de una esmectita rica en Fe, junto con goethita,

cuarzo y en menor proporción hematita. Finalmente, la zona de las limonitas se compone mayoritariamente de goethita y hematita, cuarzo y en mucha menor proporción lizardita (Gallardo, T. 2005).

La zona de las serpentinas lixiviadas se caracteriza por tener lizarditas y muy pocas smectitas. Los cristales de piroxenos están totalmente reemplazados por lizardita. Se observa además una película de un mineral criptocristalino de color rojizo, (probablemente goethita) en los planos de exfoliación de los piroxenos. (Fig.41). En algunas muestras se observan fracturas de hasta 0,2 mm rellenas de lizardita. (Marín B. P., *et al*, 2011)

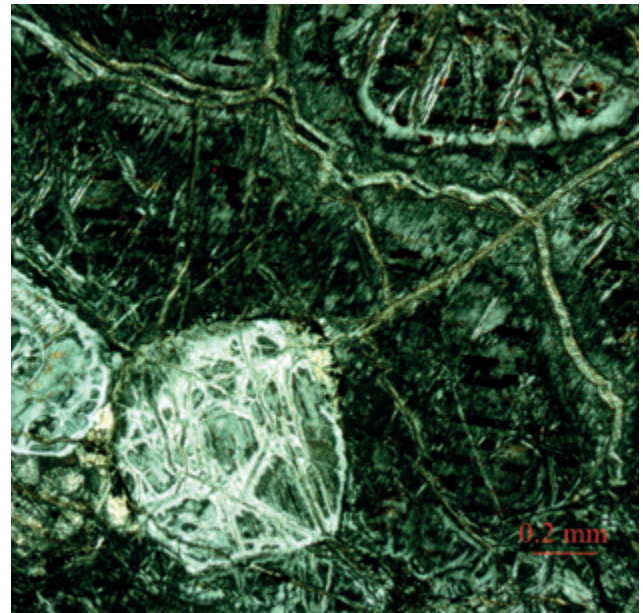
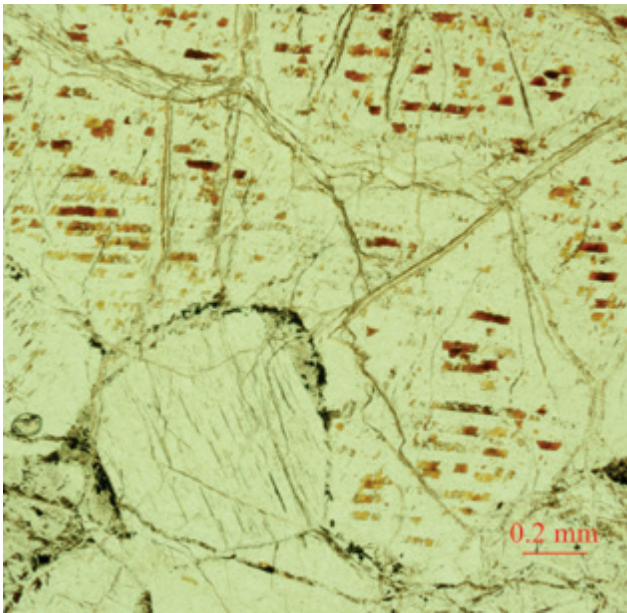


FIG. 41.

Imagen de microscopía óptica en nicols paralelos y nicols cruzados de cristales de piroxeno totalmente pseudomorizados a lizardita.

Igualmente, los granos de olivino están completamente reemplazados por minerales del grupo de la serpentina (lizardita). La alteración se inicia en los bordes y en las fracturas de los cristales, en las que precipitan óxidos e hidróxidos de Fe. Los núcleos de olivino están alterados a esmectita y aparecen también agregados cripocristalinos de esmectita (Fig.42).

Algunas muestras de este horizonte presentan una composición ligeramente diferente, con acumulaciones de fragmentos de aproximadamente 1 mm x 0,2 mm de sílice secundaria que ha precipitado en forma de agregados botroidales (Fig. 43), Marín B. P., *et al*, 2011.

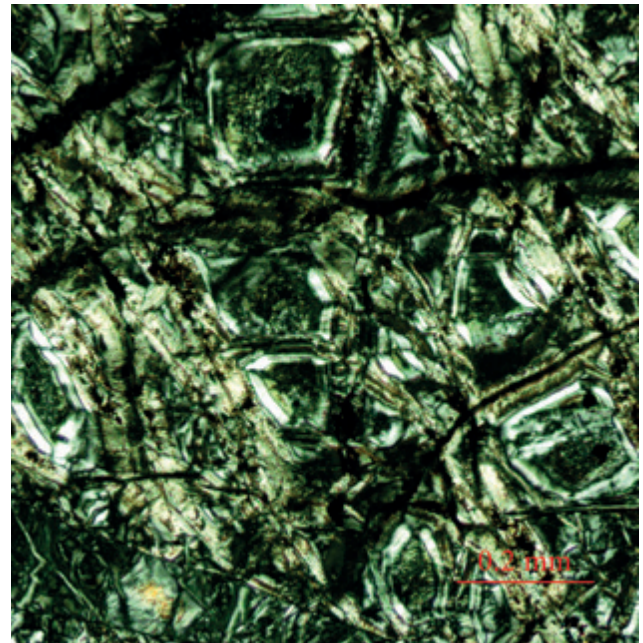
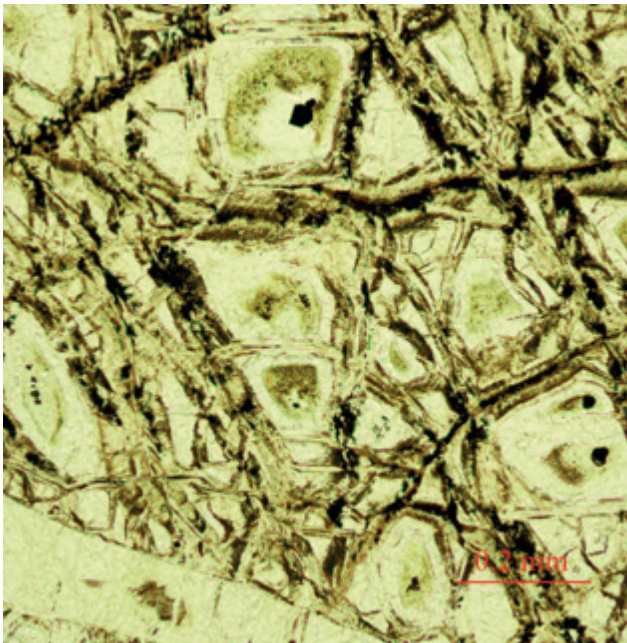


FIG. 42.

Imagen de microscopía óptica en nicols paralelos y cruzados. Textura de celdas típica de la alteración de olivino a lizardita. En la parte inferior izquierda, fractura rellena por lizardita

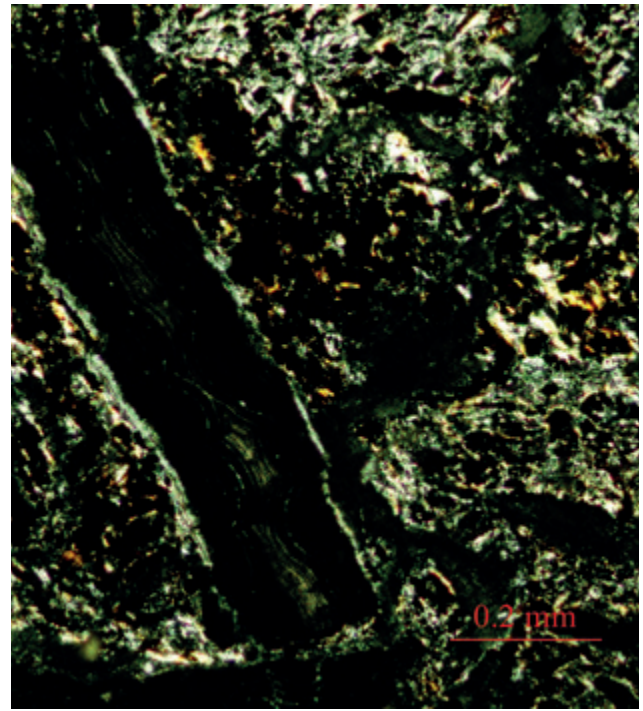
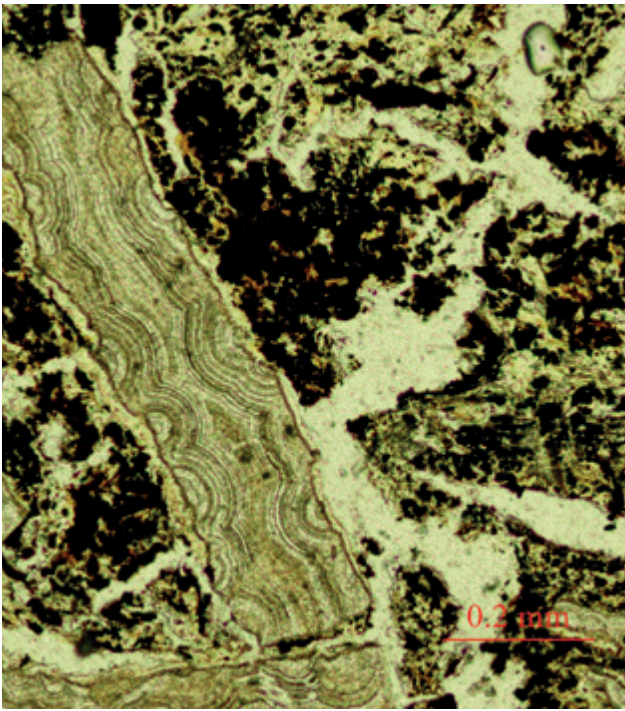


FIG. 43.

Imagen de microscopía óptica en nicols paralelos y nicols cruzados de bloques de agregados botroidales de cuarzo.

En algunas muestras de saprolita se ha identificado un mineral del grupo de la clorita (Fig.44). En estas muestras, los granos de clorita, de aproximadamente 100 μm de largo, están rodeados de agregados cristocristalinos de esmectita, que a su vez contiene inclusiones de óxidos e hidróxidos de Fe.

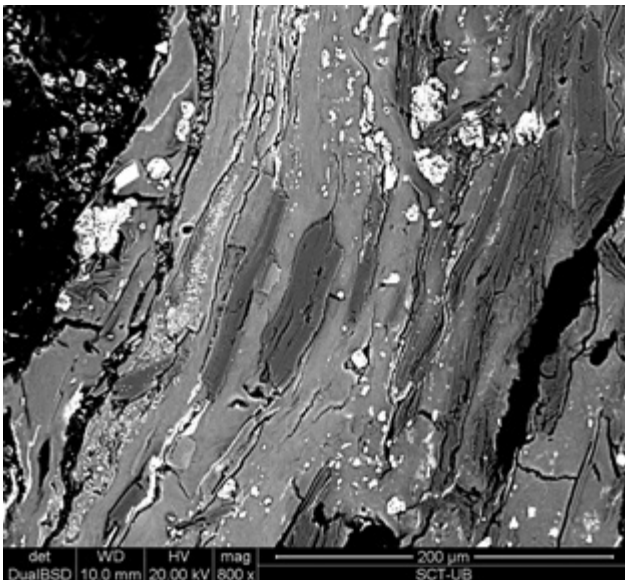


FIG. 44.

Electrones retrodispersados de cristales de clorita rodeados por agregados cristocristalinos de esmectita.

El estudio de la composición sustancial realizado por Cabrera I. *et al*, en 2005, fue sobre la base del análisis petro-mineralógico, granulométrico y de fases, lo cual permitió profundizar en el conocimiento de las características mineralógicas y la distribución granulométrica de los principales minerales portadores de Ni. En este estudio los resultados esclarecieron los minerales portadores de níquel, así como el hallazgo en Cuba del mineral ernienquelita (óxido de Mn y Ni).

Las esmectitas constituyen un por ciento considerable de la composición mineralógica de todos los horizontes del perfil, destacándose la nontronita, la montmorillonita, alúmino-silicato de magnesio con contenido alto de hierro de superficies muy intemperizadas y con contenidos significativos de níquel, mineral de olivino serpentizado con contenido de níquel, el clorato de Ni hidratado, fundamentalmente dentro de los olivinos serpentizados y en poca proporción la clorita, el silicato de níquel se encuentra muy entrecrecido con los silicatos de magnesio, fundamentalmente los minerales del grupo de la esmectita y en menor proporción con la serpentina, siendo los principales portadores de Ni. (Cabrera *et al*, 2005).

Aparecen óxidos de hierro goethita, hema-

tita e hidróxidos amorfos, los que se encuentran finamente entrecrecidos y forman las concreciones que se observan en las fracciones gruesas. Aparecen en menor cantidad magnetita, probablemente con maghemita en forma de granos esqueléticos octaédricos redondeados o laminas libres en las fracciones finas y como inclusiones en las fracciones gruesas. Se presentan minerales de serpentina como antigorita, la serpentina aparece alterada formando pequeñas vetillas y nidos de nontronita, aparece crisotilo en cantidades insignificantes. (Cabrera *et al.*, 2005).

Los minerales de sílice libre son ópalo y cuarzo, se observa en costras, láminas y fragmentos irregulares, raras veces en agregados globulares, en pequeños cristales, frecuentemente presenta dendritas de óxidos de manganeso. Aparecen otros minerales como la cromita y los óxidos de manganeso con contenido de Ni.

La composición granulométrica se caracteriza por un alto contenido de las fracciones finas, -0.074 mm, entre un 52-76% debido al predominio de los minerales arcillosos en su composición mineralógica, siendo estos los principales portadores de Ni, lográndose una recuperación en un 57-85% en esta fracción. En los minerales ferrosos, así como en la sílice, la mayor proporción la tienen los minerales amorfos.

CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS

La geoquímica del depósito ha sido realizada con el análisis de las determinaciones químicas de las muestras tomadas durante las perforaciones de los más de mil pozos perforados en el depósito de San Felipe. El comportamiento de los elementos químicos es errático y muy diferente al comportamiento de estos en otros yacimientos lateríticos conocidos y estudiados en Cuba. Se determinaron por el método de ICP, el Fe, Ni, Co, Al_2O_3 , MgO, SiO_2 , en un número más reducido de muestras el Cr_2O_3 .

En el gráfico, (Fig.45) se presenta la geoquímica general del depósito por los diferentes horizontes que conforman el perfil de intemperismo y en la tabla 26 se describen los códigos y descripción de los horizontes del perfil de intemperismo utilizados para la descripción de los pozos de San Felipe.

En las figuras 46 y 47, se muestra el comportamiento geoquímico de seis de los elementos determinados en las investigaciones realizadas, un ejemplo de un pozo en profundidad de cómo se comportan los elementos determinados durante investigación.

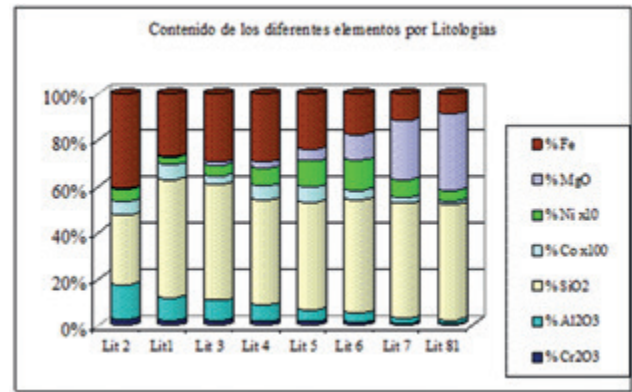


FIG. 45. Comportamiento de los diferentes elementos en cada litología.

Código	Horizonte del corte de intemperismo
Lit 1	Coraza de $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$
Lit 2	Ocres no texturales con pisolitos de $\text{Fe} \pm$ Coraza/canga
Lit 3	Ocres no texturales sin pisolitos
Lit 4	Ocres texturales Limoníticos. Zona de Transición.
Lit 5	OcresTexturales Nontroníticos (limonita > nontronita)
Lit 6	Serpentinas Nontroníticas (%nontronita .> %Serpentina)
Lit 7	Serpentinas Lixiviadas (pasando gradualmente a rocas frescas)
81	Roca Madre

TABLA 26. Códigos y descripción de los horizontes del perfil de intemperismo utilizado para San Felipe.

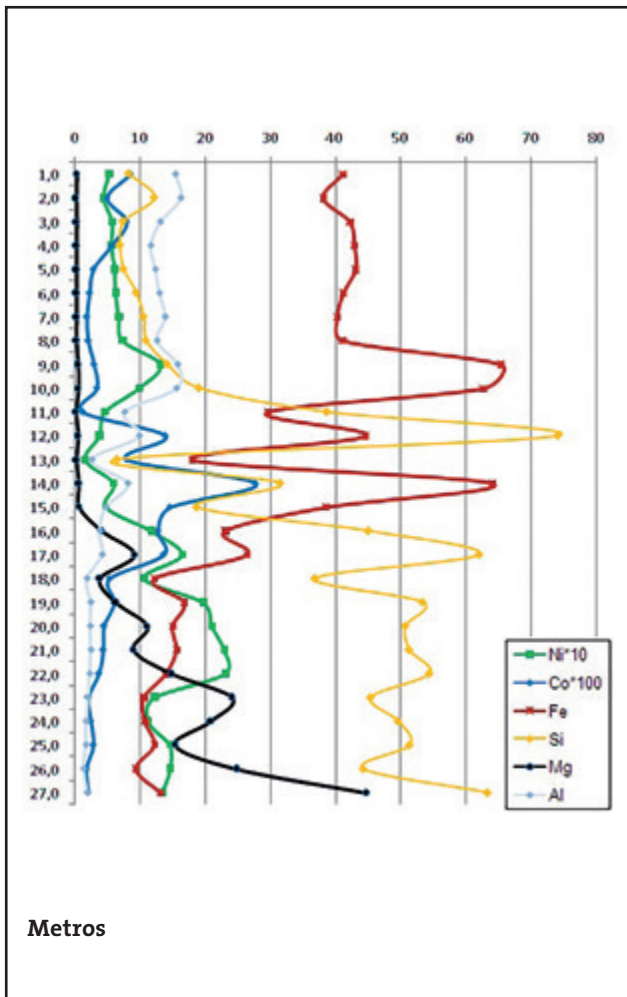


FIG. 46. Perfil Geoquímico del Pozo N4.4E10.6.

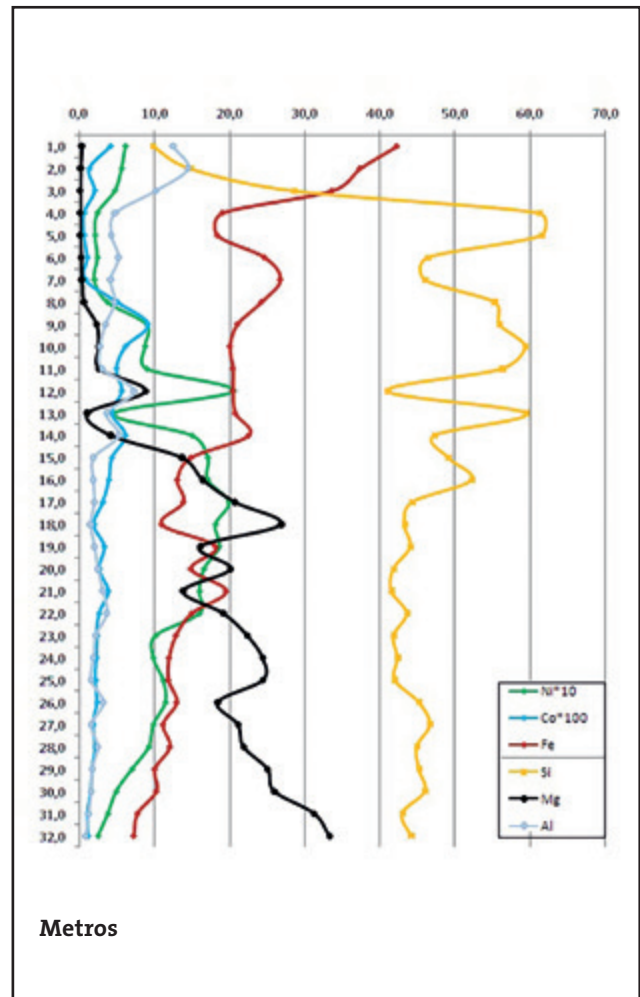


FIG. 47. Perfil Geoquímico del Pozo N4.5E10.4.

El eje abscisas muestra los valores, en porcentaje, de los diferentes elementos químicos en % y en el eje de ordenadas se muestran los intervalos de muestreo en profundidad, en metros, en el pozo. Como se muestra en la leyenda, el valor de Co se multiplicó por 100 y el del Ni por 10 para que fueran visibles y no se pegaran al eje vertical.

La geoquímica de la corteza de intemperismo de San Felipe es como tendencia, similar a la de otras cortezas de intemperismo en general, pues existen elementos como el hierro y el magnesio, que son indicadores importantes del intemperismo con un comportamiento inverso similar en el perfil, pero San Felipe aún cuando mantiene esa tendencia tiene unas concentraciones con valores anómalos en relación a los perfiles clásicos, allí las concentraciones de Mg alcanzan valores elevados en cada horizonte de intemperismo

muestreado. Por esa razón, detallaremos brevemente los elementos fundamentales determinados y su comportamiento en el perfil.

DISTRIBUCIÓN DE LA SÍLICE

La sílice libre es, dentro de los componentes de la corteza de intemperismo de San Felipe la de más errática distribución tanto en profundidad a lo largo del perfil como arealmente. Su distribución aparentemente no está sujeta a regularidades fácilmente identificables, la documentación de la misma en los testigos de perforación durante los trabajos de campo no estuvo nunca exenta de subjetivismo a la hora de su cuantificación en por ciento. Durante la determinación visual de su porcentaje en el testigo, siempre hubo la posibilidad de no identificar fragmentos que quedaban embebidos en la masa de ocre o arcillas. Ver tabla 27.

TABLA 27.

Contenidos de sílice libre y SiO₂ total por litologías.

Litologías	Muestras	Sílice Libre			SiO ₂		
		Min	Max	Prom.	Min	Max	Prom.
Coraza	119	2	50	26.62	5.53	92	22.83
ONTCP	1203	0.1	70	20.16	4.29	80.87	25.99
ONT	366	1	70	22.06	4.92	83.73	40.07
OTL	613	0.25	70	11.55	5.43	85.53	41.29
OTN	1619	0.2	60	16.81	7.64	88.5	46.21
SN	2000	1	81	17.22	1.24	83.78	48.63
SL	448	0.25	50	8.91	25.52	90.52	46.96
8	6	0.2	0.2	0.20	34.55	45.55	42.00
Peridotita Serpent.	350	1	40	8.57	2.55	85.7	45.34
Corteza por gabro	8	5	5	5.00	48.69	57.32	53.21
9	68	40	100	77.78	25.8	96.54	74.65

En la figura 48 se representa la distribución de la sílice libre y la sílice química, se observa claramente como a su vez, para valores de sílice libre ≥ 25 % los valores de mayor frecuencia de la sílice química se agrupan entre 42 y 70 % con un pico alrededor de 57 %.

La distribución de la sílice libre y la sílice química por litología, según se muestra en la Figura 48 tiene un comportamiento en las diferentes litologías similar, con una tendencia general hacia la disminución en el perfil en profundidad.

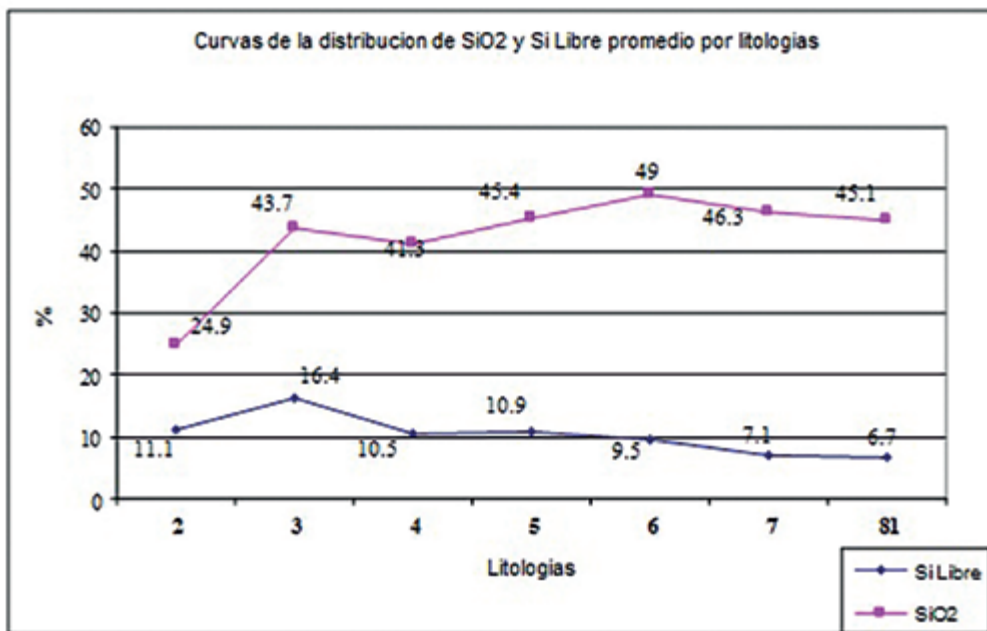


FIG. 48.

Comparación de la sílice libre y el SiO₂ en el perfil de intemperismo

Nota: Ver tabla 26: para la definición de las litologías.

Para establecer una regularidad más confiable en la distribución a profundidad por el perfil de la sílice libre, cuyos datos además están en completa concordancia con las observaciones de campo, tomamos en cuenta también la sílice química que comprende tanto la sílice libre como la sílice combinada, y se tomó en consideración el porcentaje de recuperación del testigo como un factor de control en su distribución.

A pesar de la omnipresencia manifiesta de la sílice libre en todo el perfil, se notan tres zonas de acumulación de la sílice libre preferentemente.

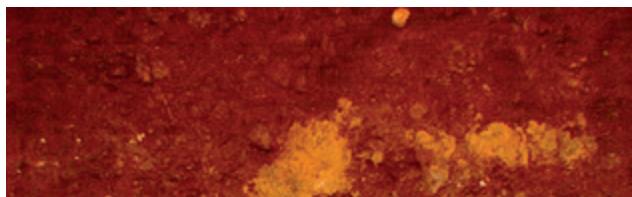
ZONA DE LIMONITAS SUPERIOR

Sílice libre en los ocre, en forma de fragmentos (generalmente redondeados) y bloques de dimensiones muy variables, entre pocos centímetros hasta varios metros, se encuentra también asociada a los bloques de coraza. Son fundamentalmente ópalos de diversos colores: amarillos parduzcos, también rojizos, verdosos con tonalidades negruzcas en forma dendrítica (por el manganeso), más raramente blanquecinos.

Subordinadamente, aparece la sílice libre pulverulenta (marshalita), la cual aparece en bandas como pseudo estratificaciones en la masa de los ocre inestructuro-texturales. La marshalita es un fino polvo de sílice de color blancuzco-amarillento. En esta zona los contenidos reportados de sílice libre en los pozos varían entre 20-30 %. La relación geoquímica con la sílice química es inversa. (Ver Fig. 49, litologías 1, 2 y 3 en las fotos).



Litología 1



Litología 2



Litología 3

FIG. 49. Sílice libre en los ocre.

ZONA SAPROLÍTICA MEDIA

Sílice libre en la masa de las arcillas, en forma de fragmentos (angulosos) de tamaño generalmente pequeño, de unos pocos centímetros, muy raramente en fragmentos que exceden los 10 cm de diámetro. Son esencialmente ópalos de colores verde-amarillento con tonalidades negruzcas debido a las impurezas de manganeso. En esta zona los contenidos promedio de sílice libre son de entre 10-20 % y las relaciones geoquímicas con la sílice química son completamente armónicas, con curvas de forma muy parecida, lo que atestigua que nos encontramos en la zona con predominio de los silicatos arcillosos. (Ver Fig. 50, litologías 4, 5 y 6).



Litología 4



Litología 5



Litología 6

FIG. 50. Sílice libre en saprolitas.

ROCAS ZONA INFERIOR

Sílice libre en el basamento rocoso. Aquí los contenidos son inferiores a los de las zonas anteriores y se presenta usualmente como finas vetillas rellenando las grietas prototectónicas de las ultramafitas serpentinizadas (boxwork). Son esencialmente ópalos de colores blancuzcos, verdosos, raramente rojizos; también se observa la formación de calcedonias que sustituyen seudomórficamente los minerales de la serpentina. Estas calcedonias afloran en algunos lugares en la parte más al noroeste de la meseta donde la erosión expone frecuentemente el lecho rocoso de la corteza de intemperismo.



Imagen 1

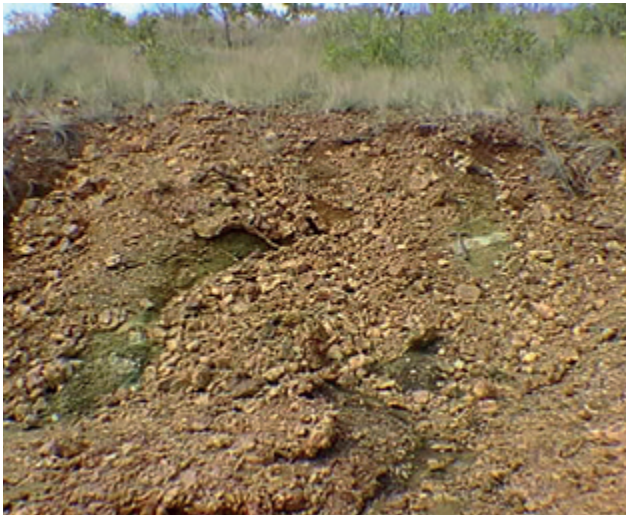


Imagen 2



Imagen 3

FIG. 51. Silice libre flotante.

Los contenidos promedio son los más bajos y oscilan entre 0-10%. Geoquímicamente, aquí los valores de la sílice química aumentan mientras que la sílice libre disminuye continuamente. (Ver Fig. 51, tres imágenes).

Estudios de los ópalos de San Felipe confirman lo ya mencionado en la evolución del depósito. Ellos proceden de la deposición de fluidos saturados en sílice producto del proceso de intemperismo en condiciones de una difícil transferencia de las aguas, según los resultados de estudios realizados con espectrometría Raman que también fueron comparados y validados por difracción de rayos X (DRX), además se utilizó la microscopía electrónica de barrido con analizador de rayos x para determinar los elementos químicos en cada muestra. (Milia G., I; Toledo S. C.; Gómez N. L., 2015).

DISTRIBUCIÓN DEL FE Y EL CO

El Fe y el Co se distribuyen en el perfil de intemperismo de San Felipe, como usualmente ocurre en las cortezas de intemperismo, disminuyendo sus contenidos de los horizontes superiores a los horizontes inferiores. Se nota que las concentraciones de Fe se encuentran por debajo de 35 %, lo que demuestra el carácter saprolítico del depósito. Los valores de cobalto alrededor de 0.05 % son también concentraciones típicas de estos depósitos de intemperismo. (Fig. 52)

DISTRIBUCIÓN DEL NI Y DE LA SiO_2

La sílice y el níquel se distribuyen de forma similar en el perfil, si aumenta la sílice aumenta el níquel, lo que demuestra el carácter silicatado de la mineralización de níquel que se concentra en los horizontes arcillosos del perfil de la corteza. En el caso de los horizontes superiores (ONT-CP, ONT, OTL), donde la concentración del níquel está por debajo de 0.8 % aproximadamente, la tendencia de la distribución tiene una relación menos fuerte, manteniéndose el Ni casi estable, mientras que el SiO_2 se incrementa. (Fig. 53)

DISTRIBUCIÓN DEL FE Y EL MGO

Como elementos que definen claramente el intemperismo en las ultrabasitas se evidencia una relación inversa entre ambos, disminuyendo el Fe en profundidad y aumentando el Mg hacia los horizontes inferiores donde predomina la presencia de las arcillas esmectíticas, los horizontes saprolíticos y la roca menos alterada o desintegrada. (Fig. 54)

DISTRIBUCIÓN DEL MGO Y EL Al_2O_3

El Al_2O_3 que suele concentrarse en los horizontes superiores, tiene en este caso, un comportamiento normal, con una relación inversa con el

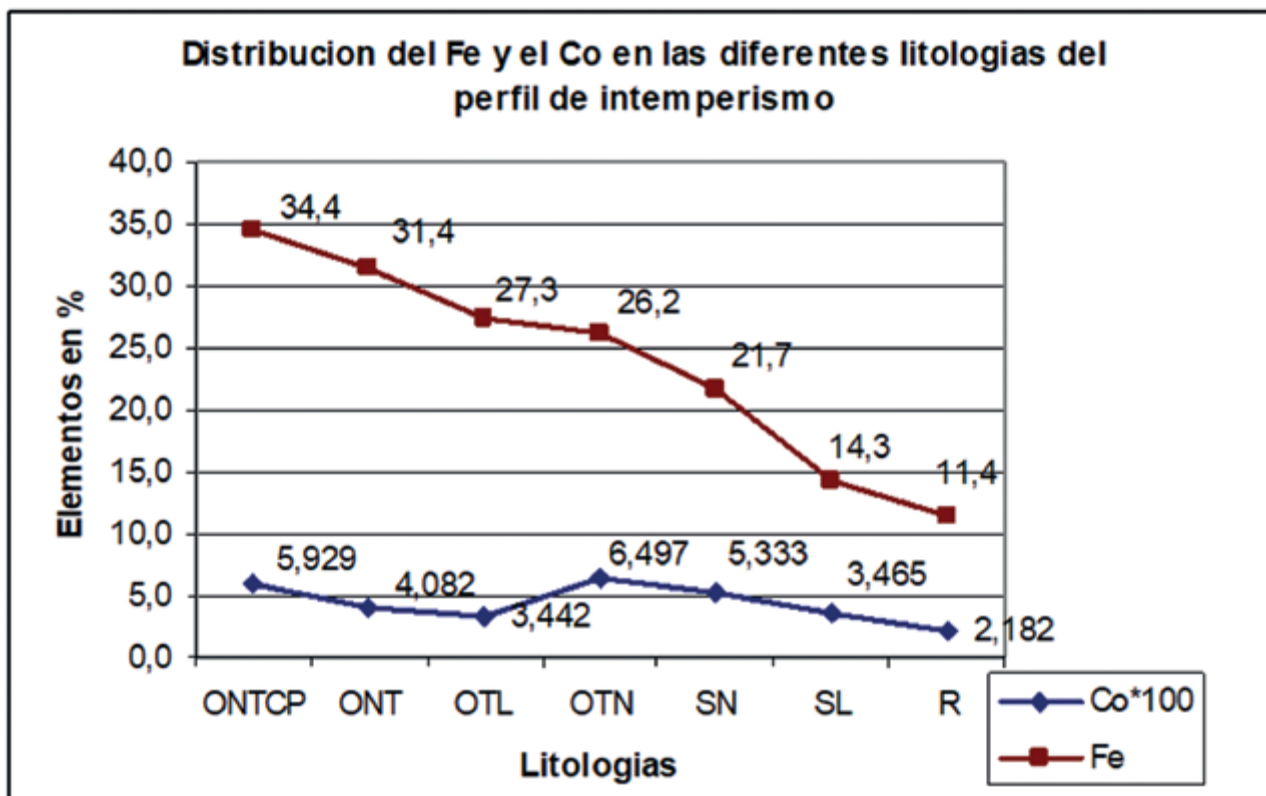


FIG. 52. Distribución del Fe y el Co en las diferentes litologías del perfil de intemperismo.

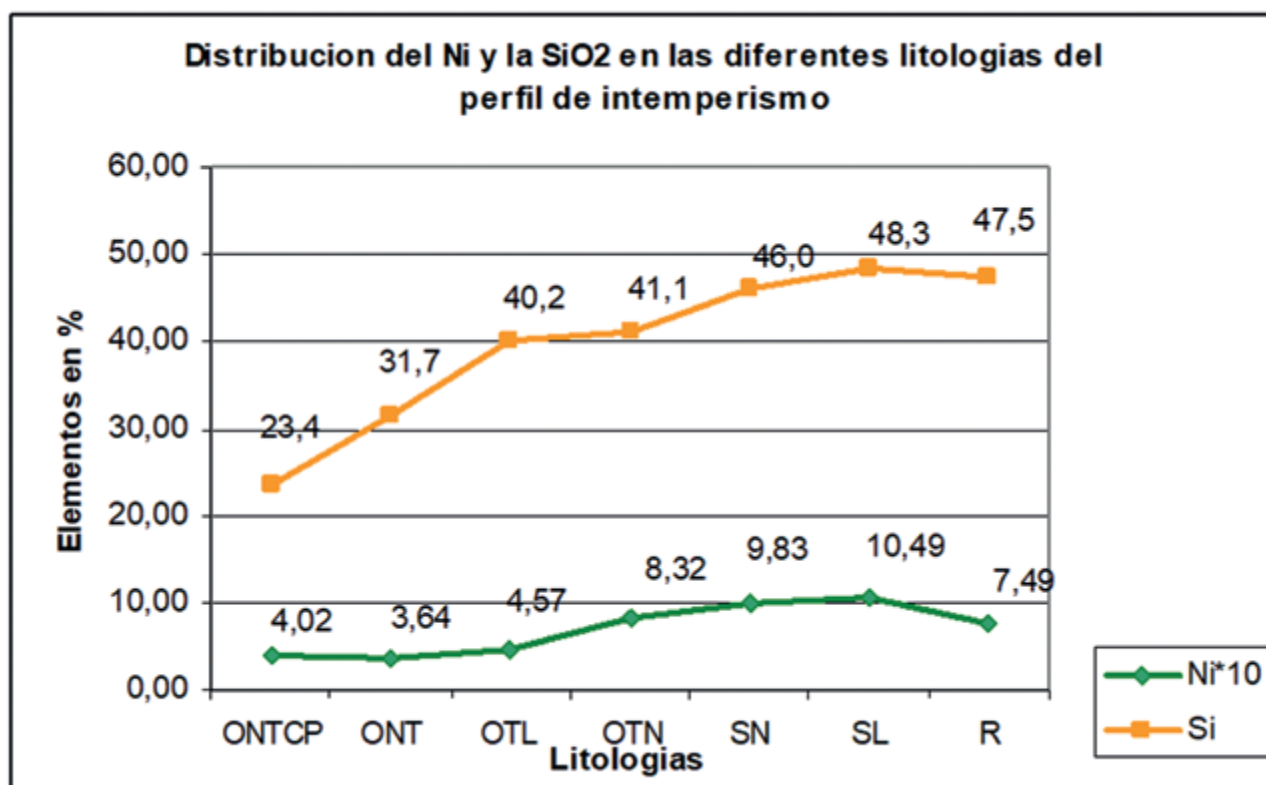


FIG. 53. Distribución de Ni y SiO2 en las diferentes litologías del perfil de intemperismo.

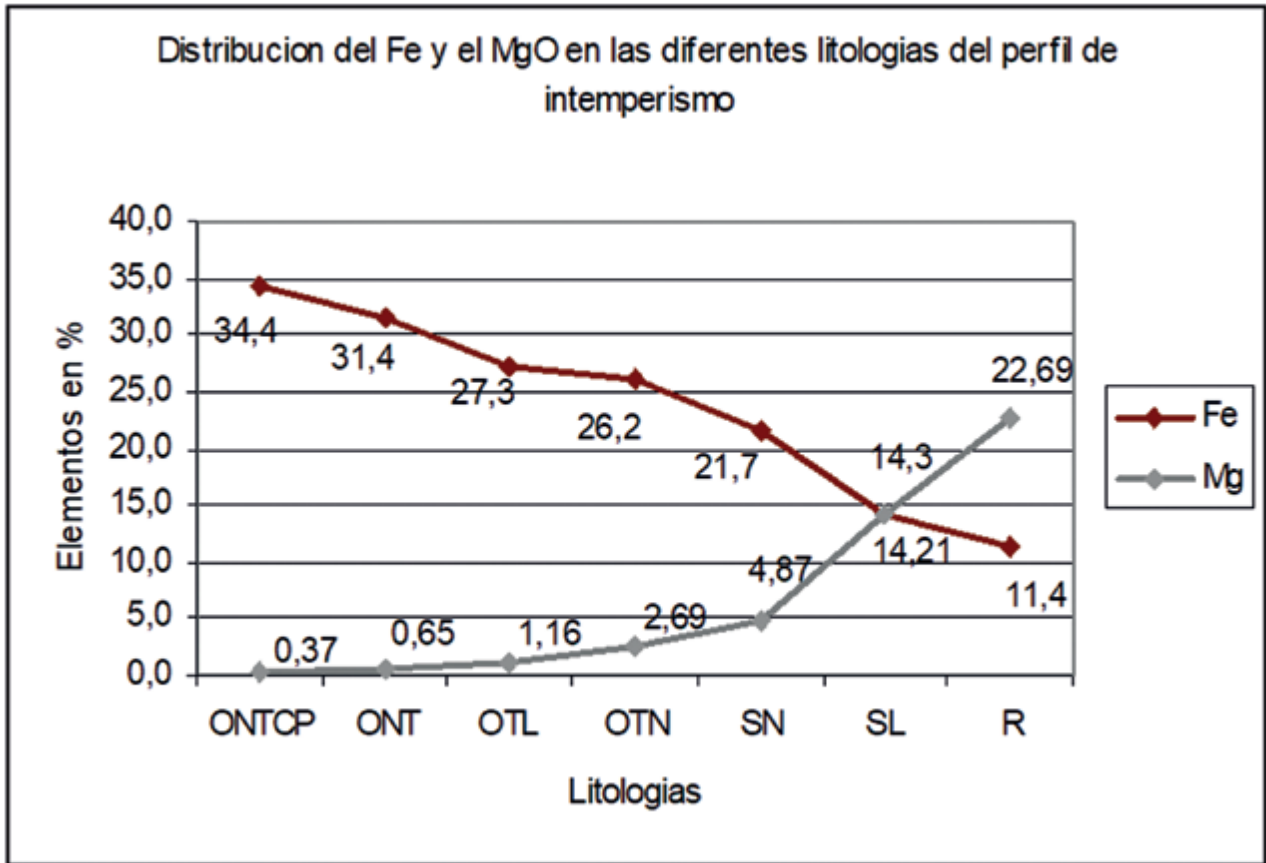


FIG. 54. Distribución del Fe y el Mg en las diferentes litologías del perfil de intemperismo

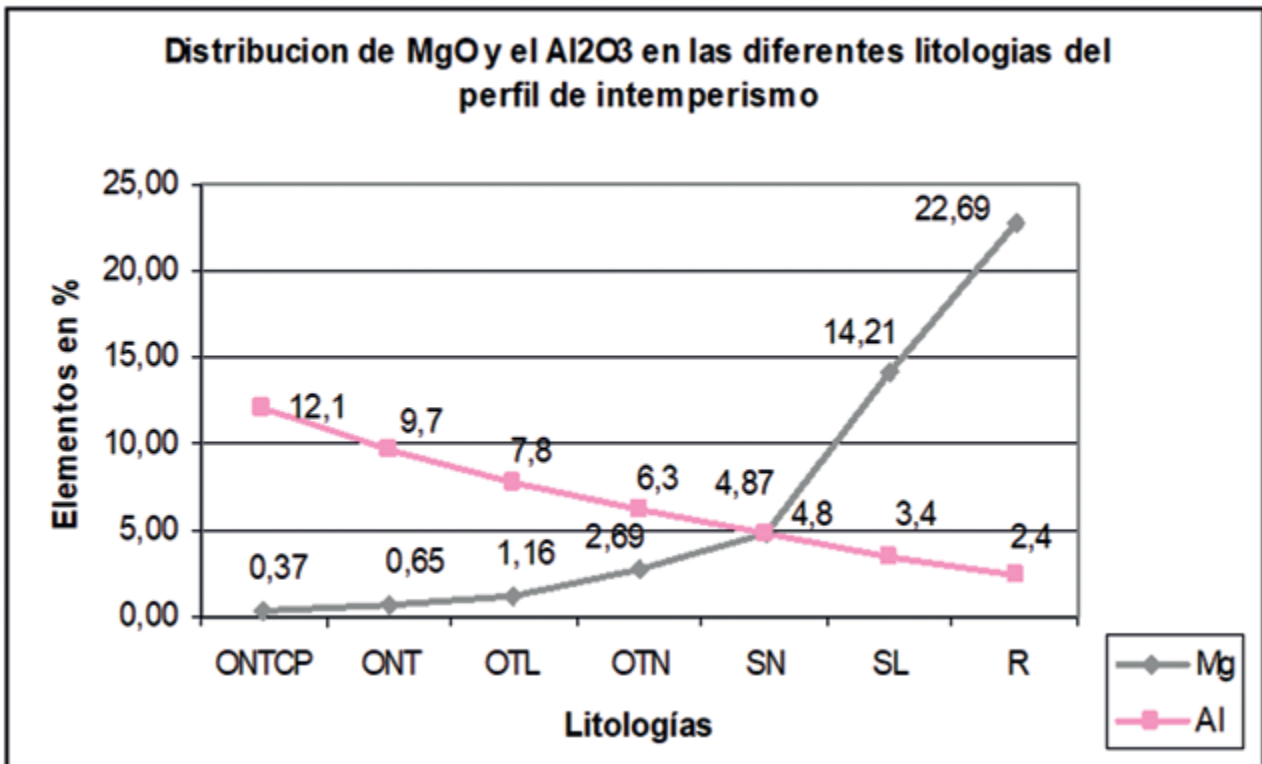


FIG. 55. Distribución del Mg y el Al en las diferentes litologías del perfil de intemperismo

MgO. El aluminio tiene un comportamiento diferente solo cuando se presentan diques de rocas básicas intemperizadas dentro del perfil de la corteza ultrabásica, mostrando un comportamiento totalmente errático en comparación con el perfil de intemperismo clásico, que se produce a partir de las peridotitas serpentinizadas. (Fig. 55)

A pesar que la tendencia general del aluminio es aumentar hacia arriba en el perfil, como ocurre usualmente en los depósitos de la corteza de las ultrabasitas, es bueno destacar, que en algunas áreas del depósito San Felipe, aparecen dentro del perfil de la corteza de las peridotitas serpentinizadas, intercalaciones de otras rocas (gabro diabasas y gabro) intemperizadas, que en ocasiones alcanzan hasta 3 metros y más. Entonces, la distribución del aluminio no

mantiene una regularidad normal en el depósito ni areal ni en profundidad. En la tabla 28 se muestra, un pozo con intercalaciones de rocas de composición básica.

Teniendo en cuenta la posibilidad de ocurrencia de estas intercalaciones, se requiere, una atención especial durante la prospección y exploración para una adecuada evaluación del comportamiento de los elementos en el perfil y para una oportuna orientación de los futuros trabajos mineros. Puede ocurrir, como en este caso, que los horizontes intemperizados a partir de gabro no fueran identificados por el técnico al documentar el testigo, pero el incremento de los valores de Al_2O_3 , y la disminución del Ni al igual que el Co, el Fe y el Cr_2O_3 , es un indicador indiscutible de la presencia de intercalaciones de rocas de composición básica en el perfil. Ver tabla 28.

TABLA 28.

Quimismo del pozo N8.4E11.5 donde se muestra intercalación de corteza por gabro.

Litología	Hasta	Long	Ni	Co	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	MgO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Humedad
2	1	1	0,44	0,091	36,5	14,91	0,3	18,29	2,19	13,1
2	2	1	0,38	0,074	36,1	15,87	0,31	16,92	2,62	16,46
2	3	1	0,29	0,04	34,6	22,3	0,29	13,67	3,11	18,28
2	4	1	0,21	0,031	22,9	50,42	0,21	8,95	1,69	14,09
3	5	1	0,23	0,021	20,7	58,14	0,39	6,52	1,29	15,81
3	6	1	0,15	0,017	15,7	67,2	0,29	5,23	1,12	14,62
3	7	1	0,32	0,015	37,6	22,34	0,39	9,27	2,43	17,5
3	8	1	0,26	0,016	34,5	30,05	0,47	7,12	2,26	19,01
3	9	1	0,29	0,02	24,5	48,03	0,37	5,78	1,85	19,88
3	10	1	0,3	0,025	30,1	39,51	0,4	6,12	1,99	23,07
4	11	1	1,01	0,045	29,4	27,86	2,92	12,5	1,54	29,12
4	12	1	0,8	0,078	29,3	30,87	2,43	11,48	1,64	31,11
4	13	1	0,48	0,012	8,4	47,13	4,1	23,93	0,11	35,89
4	14	1	0,64	0,010	8,2	47,97	5,47	23,09	0,11	33,92
4	15	1	0,58	0,010	8,6	44,9	4,76	23,88	0,1	30,23
4	16	1	0,65	0,020	8,2	47	6,95	20,37	0,18	33,73
5	17	1	1,68	0,074	15,4	42,29	9,35	11,01	0,82	38,11
4	18	1	1,03	0,186	32,7	22,88	5,1	8,64	2,6	37,65
6	19,3	1,3	1,60	0,075	30,9	61,5	7,1	4,1	2,24	42,18
6	20,6	1,3	1,56	0,077	28,2	63,9	8,5	3,6	2,24	37,78
6	21,6	1	0,7	0,018	9,4	48,15	26,66	1,82	0,74	29,06
81	22,6	1	1,12	0,011	8,2	42,45	31,73	1,01	0,58	16

DISTRIBUCION DE NI, SIO₂ Y HUMEDAD

La distribución de estos dos elementos que se grafican en este caso con la humedad, evidencian claramente el carácter silicatado arcilloso del depósito San Felipe, por lo que, es posible mapear la envolvente mineral utilizando este parámetro físico (humedad) el cual normalmente no se determina en este tipo de depósito, pero vemos que su determinación sistemática brindaría una útil información para la caracterización del mineral. Fig. 56.

La humedad se incrementa de los ocres estructuro-texturales limoníticos a los ocres estructuro-texturales nontroníticos en un 10 % aproximadamente y mantiene un incremento notable hasta las serpentinas lixiviadas con un descenso ya en el horizonte de las rocas del basamento. Recomendamos que en estudios de los yacimientos lateríticos se emplee la determinación de la humedad natural como un método complementario que arroja información útil sobre el intemperismo y el tipo de perfil que predomina en el depósito. Fig. 53.

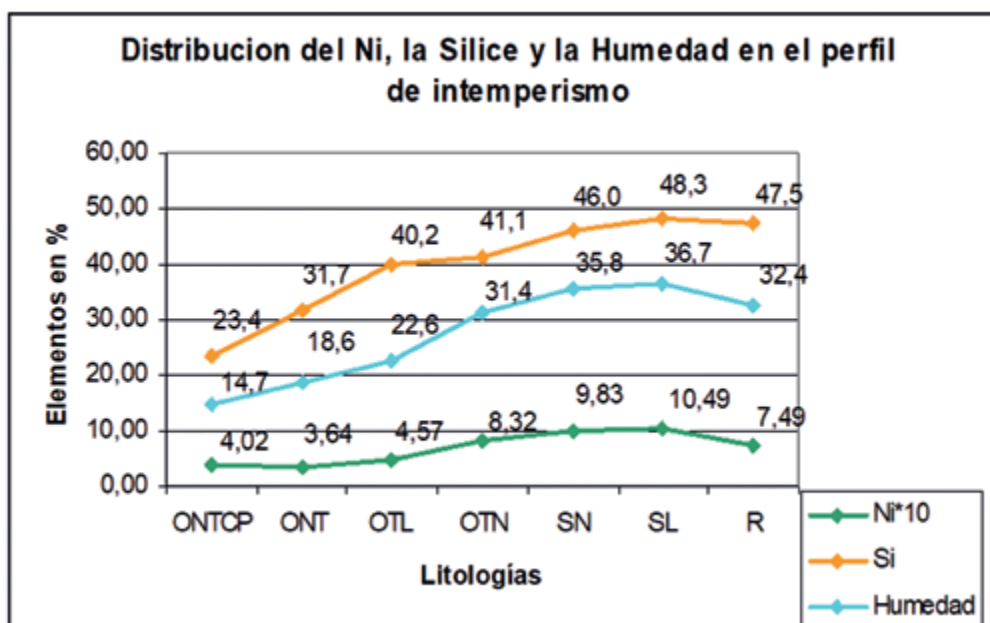


FIG. 56. Distribución del Ni, y la Si y la Humedad en las diferentes litologías del perfil de intemperismo

ELEMENTOS MINORITARIOS

De la caracterización mineralógica y geoquímica del perfil realizado a partir de 20 muestras representativas de los distintos horizontes del perfil procedentes de dos pozos que se han estudiado mediante DRX, FRX, ICP-MS, SEM-EDS, TEM-AEM, granulometría y microscopía óptica. Se incluyen elementos que tienen concentraciones iguales o superiores a 1000 ppm (0,1% en peso) en las muestras analizadas por ellos. Estos son: Cr, Mn, Ti, P y Ca. El Ni y el Co se analizaron de forma diferenciada por sus concentraciones importantes. (Marín B. *et al*, 2011)

El Cr₂O₃ y MnO (Fig. 57) presenta valores bajos (inferiores al 1% en peso) en prácticamente todo el perfil con una ligera tendencia a aumentar en superficie.

Las concentraciones de MnO oscilan entre 0,11 % y 0,95 % en peso. El horizonte que concentra más MnO son los ocres estructuro-texturales limoníticos (concentraciones superiores al 0,7 % en peso), seguido de los ocres estructuro-texturales nontroníticos y el horizonte limonítico,

ambos con concentraciones que rondan el 0,4 % en peso. En los otros horizontes las concentraciones son inferiores a 0,2 % en peso.

El TiO₂ y el P₂O₅ tienen un comportamiento parecido a lo largo del perfil: las concentraciones son relativamente bajas, aumentando considerablemente hacia la parte superior en el horizonte limonítico y parte superior de los ocres estructuro-texturales limoníticos. (Fig. 58)

Las concentraciones de CaO (Fig. 58) son bajas, muy variables y aleatorias en el perfil (oscilando entre 0,03 % y 0,33 % en peso) no existiendo una tendencia a concentrarse en algún horizonte. (Marín B. *et al*, 2011)

ELEMENTOS TRAZA Y SUS ASOCIACIONES EN EL PERFIL DE LA CORTEZA DE INTEMPERISMO

A partir de la matriz de correlaciones que se ha generado con las concentraciones de los elementos obtenidas mediante ICP-MS y FRX, se han establecido series de elementos que presentan un comportamiento parecido en el perfil. (Marín B. *et al*, 2011).

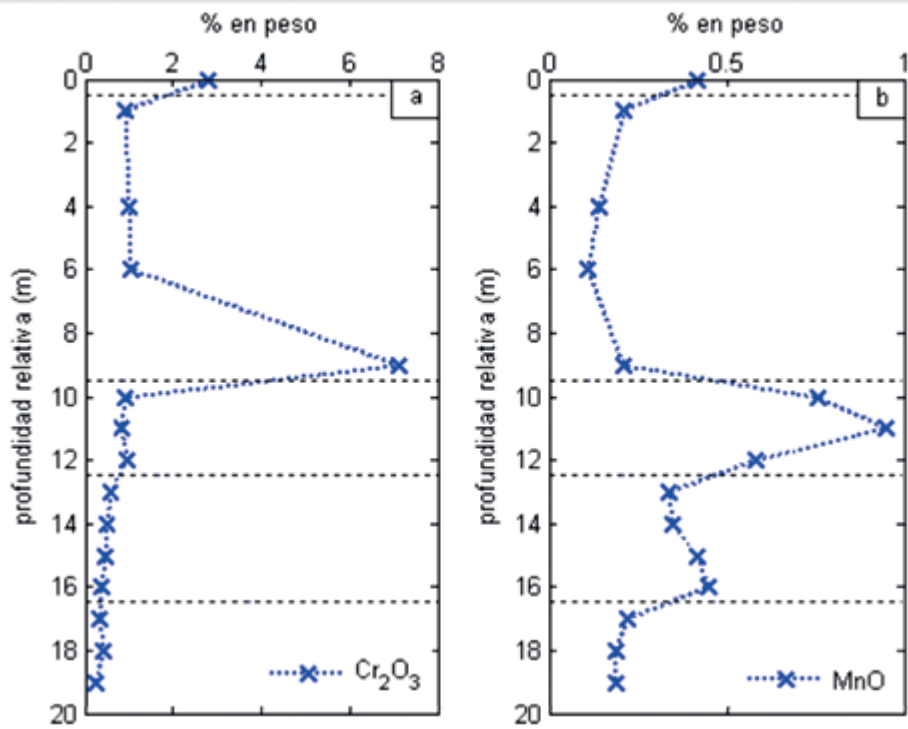


FIG. 57. Concentraciones de Cr_2O_3 y MnO en las muestras analizadas.

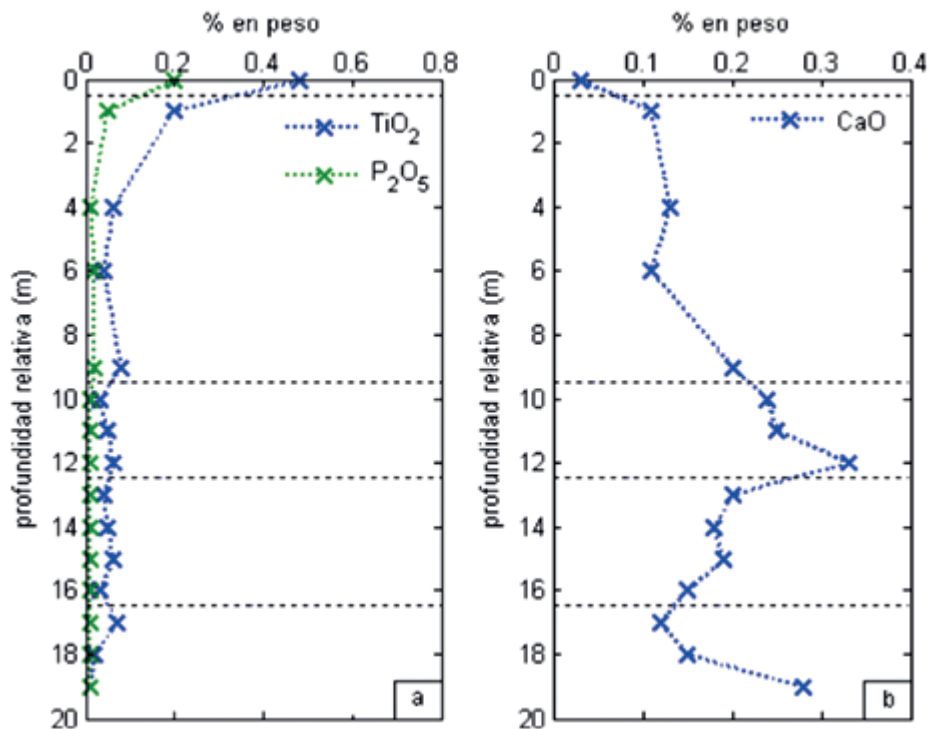


FIG. 58. Concentraciones de TiO_2 , P_2O_5 y CaO

TIERRAS RARAS (REE)

Los elementos de la asociación, Lutecio (Lu), Iterbio (Yb), Tulio (Tm), Erblio (Er), Holmio (Ho), Diprosio (Dy) y Terbio (Tb), tienen un comportamiento parecido en el perfil, se acumulan entre

12 y 15 metros de profundidad en las serpentinas nontronitizadas y en los ocreos estructuro-texturales limoníticos. Los coeficientes de correlación lineal, r , entre los distintos elementos son todos superiores a 0,9. (Marin, B. *et al*, 2011). Fig.59.

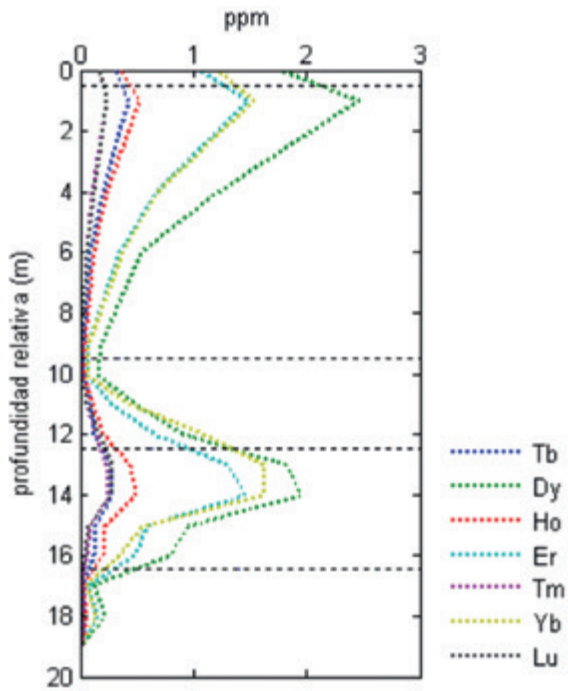


FIG. 59. Variación del contenido de elementos del grupo de las Tierras Raras lo largo del perfil en un pozo.

OTROS ELEMENTOS TRAZA

Finalmente, también se ha identificado un conjunto de elementos y/o óxidos, que se localizan en la parte superior del perfil, ocres inestructuro-texturales y ocres estructuro-texturales limoníticos. Estos son: Hf, Zr, Rb, Cs, Be, Ga, Nb, Ta, Mo, Sn, Tl, Pb, U, Th y Ce. Los coeficientes de correlación lineal son todos superiores a $r=0,91$. Fig. 6o.

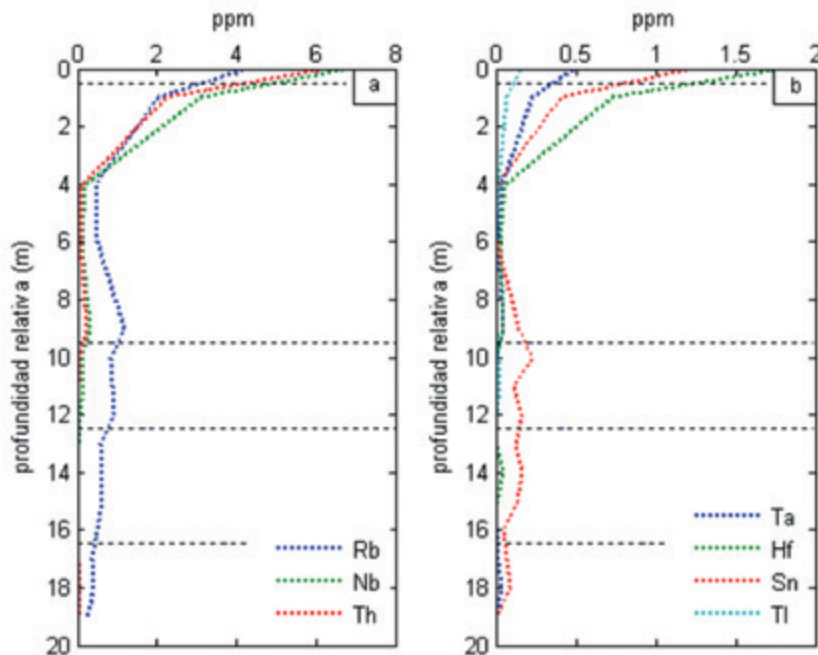


FIGURA 6o. Variación de la concentración de Rb, Nb y Th y (b) Ta, Hf, Sn y Tl a lo largo del perfil laterítico.

PETROLOGÍA DE ROCAS ÍGNEAS ASOCIADAS

Los minerales primarios que constituyen el protolito son esencialmente el olivino y los piroxenos. Ellos proveen la textura primaria la cual, junto con el agrietamiento prototectónico de las ultrabasitas proporcionan la viabilidad para la transferencia de las aguas y en consecuencia el desarrollo del intemperismo. La presencia de otros minerales secundarios como la cromita y eventualmente algunos minerales del grupo de la serpentina como la antigorita, la serpofita y el talco al ser minerales más estables (su temperatura de formación es de $450\text{ }^{\circ}\text{C}$) no favorecen la consecución del intemperismo y permanecen generalmente relleno de grietas en las ultrabasitas. (Formell Cortina, F., 2010, inédito).

TEORÍA DE LA FORMACIÓN DEL DEPÓSITO

La acción combinada de los procesos exógenos y tectónicos determinaron la formación y evolución de la meseta de San Felipe y consecuentemente las características del perfil de la actual corteza de intemperismo desarrollada sobre las rocas ultrabásicas del macizo ofiolítico, el cual consiste en un perfil de menas esencialmente arcillosas silicatadas (esmetitas, nontroníticas).

Esta combinación de procesos tectónicos y de intemperismo dio lugar a la constitución de San Felipe que se define como una meseta de tipo horst en una zona de antiguos sobrecorrimientos con una interesante morfología que se caracteriza por laderas abruptas al este, noreste y sureste y siguen un alineamiento de origen con toda probabilidad tectónico; al noroeste desciende de forma muy suave hasta alcanzar el

nivel del peniplano general dándole a la meseta en realidad una forma en perfil de una cuña extendida.

El límite oeste coincide sin dudas con la falla de sobrecorrimiento que limita el terreno de corteza oceánica del terreno de arco de islas volcánico el cual cabalga a las ultrabasitas con un ángulo suave que no sobrepasa los 30°, el límite Este bien pudiera ser otro antiguo manto interior de bajo ángulo dentro del terreno de corteza oceánica; ambas fallas fueron rejuvenecidas durante la etapa neotectónica de estilo tectónico germánico. El límite Sur, sin embargo, parece coincidir con una falla normal de dirección NE, de origen puramente neotectónico. (Formell Cortina F., 1998)

Una característica notable derivada de los complejos procesos que rigieron el origen y evolución de San Felipe es la amplia distribución de sílice libre a lo largo y ancho de la meseta y en profundidad. Aparentemente parece no haber regularidad en la distribución espacial de la sílice libre, sin embargo, si prestamos un poco de atención vemos que pueden establecerse algunas regularidades sobre la base del examen realizado tanto de afloramientos como de la información obtenida de los pozos de perforación.

Se presenta una mayor concentración de sílice libre hacia los bordes de la meseta y también una importante concentración de sílice libre en el centro geográfico de la meseta, formando un anillo concéntrico alrededor de ese centro, esto fue confirmado a través de observaciones de campo. Estas regularidades del desarrollo de sílice libre y también el desarrollo de la coraza se encuentran relacionadas con las características del relieve lo cual se confirma con el plano de pendientes y de la interpretación realizada a partir de las fotos aéreas pancromáticas a escala 1:64 000 de 1955, con la ventaja de que en esa época la meseta de San Felipe se encontraba prácticamente deforestada, por lo que los rasgos del relieve y el microrelieve asociados a la estructura geológica son perfectamente discernibles. (Formell F., Cobas R. *et al.*, 1998, 1999).

El mayor desarrollo de coraza se encuentra en zonas bajas que constituyen intradepresiones dentro de la meseta, las cuales frecuentemente forman lagunas temporales en la época de lluvia. En esos lugares las pendientes son menores de 5°. Por otra parte, la aparición de sílice libre está asociada con la presencia de intraelevaciones del relieve.

La sílice distribuida en todo el perfil de la corteza en San Felipe está representada por fragmentos de diferentes tamaños hasta bloques, de ópalos que varían de color: rojo pardo, blanco, verde, amarillento, notándose un aumento de los volúmenes y tamaño de los fragmentos hacia la periferia de la meseta. Otro rasgo a destacar, es la presencia de bloques de coraza de hierro muy abajo en el

perfil en el seno de las serpentinas nontronitizadas (pozo SF-015). Estos elementos por si, apoyan fuertemente la hipótesis de que en San Felipe se observan dos generaciones de desarrollo de cortezas de intemperismo en las rocas ultramáficas.

1. Una más antigua representada por los relictos de sílice libre en forma de ópalos que se desarrollan prácticamente por doquier y también por fragmentos de coraza de hierro que se encuentran a profundidad en el perfil actual de la corteza.
2. Otra más joven, que constituye las menas actuales y que se habría desarrollado sobre los relictos de la antigua corteza de intemperismo que fue lavada y erodada.

El perfil de intemperismo que se observa en San Felipe es esencialmente un perfil completo, generalmente complejo con grandes potencias. Los perfiles se caracterizan por abundante sílice libre, con una frecuente variabilidad de las potencias, tanto del escombros como de la envolvente mineralizada y por ende de las relaciones entre ellos, apareciendo todas las combinaciones, no sujetas a ninguna regularidad. En algunas áreas hacia la periferia de la Meseta se nota una concentración de pozos no mineralizados y un aumento significativo de los contenidos de sílice libre a lo largo del perfil, así mismo la zona de la apófisis de la meseta y los bordes de la meseta tienen abundante presencia de coraza de hierro. Todo esto nos permite considerar la existencia de una larga barrera silíceas bien desarrollada en la periferia de la meseta de San Felipe la cual estaría dificultando la normal transferencia de las aguas subterráneas. (Formell Cortina F., Cobas R., *et al.*, 1998)

Esta circunstancia explicaría de manera satisfactoria la presencia en San Felipe de un perfil menífero esencialmente arcilloso silicatado y la presencia en este perfil de cantidades de sílice libre que habría sido precipitada a partir de las aguas saturadas de sílice debido a las difíciles condiciones de la transferencia de las aguas.

La sílice libre se acumula a lo largo del perfil, en los horizontes superiores de los ocres inestructuro-texturales, en los horizontes inferiores de las serpentinitas nontronitizadas y lixiviadas y en las serpentinitas desintegradas y sus formas en las partes superiores del perfil se representan por fragmentos de diferentes tamaños y grados de redondeamiento, sueltos o aglomerados con pisolitos de hierro o sílice colomorfa y en los horizontes inferiores predomina la sílice libre rellenando las grietas prototectónicas de las ultrabasitas, las grietas de la red reticular de la textura de las ultrabasitas y otras zonas de debilidad tectónica como zonas de cizalla. (Formell Cortina F., Cobas R. *et al.* 1998, 1999)

La presencia de las aguas subterráneas en los pozos perforados permite separar áreas con agua y áreas secas lo que sugiere que estamos ante un lecho irregular, con bolsones que pudieran contener acuíferos independientes o con poca comunicación entre ellos.

El análisis de estas regularidades geológicas observadas en San Felipe permite identificar tres fases de silicificación con una distribución espacio-temporal muy clara. (Formell Cortina F; Cobas R.M., 1998).

1. Una primera y más antigua fase de silicificación relacionada con la antigua corteza de intemperismo de tipo bolsón distribuida preferentemente en las partes inferiores del perfil, en la cual el régimen de difícil transferencia de aguas posibilitó la precipitación de la sílice en solución hacia las partes inferiores del perfil de la corteza de intemperismo rellenando las zonas de fallas y de grietas prototectónicas de las serpentinitas, eventualmente también en forma de bloques o fragmentos caóticamente distribuidos en la masa de la corteza actual. Esta sílice libre se conservó durante los procesos ulteriores de erosión regional como testigos raíces de esta antigua corteza de intemperismo y contribuyó a la modelación del relieve positivo que resultó al actuar esta sílice como barrera protectora a esos procesos de erosión.
2. Una segunda fase relacionada con la creación de un nuevo relieve positivo a partir del lavado y erosión de la antigua corteza de tipo bolsón creó nuevas condiciones de transferencia de las aguas las cuales a pesar de continuar siendo difíciles debido a la existencia de las barreras silíceas que formaron un relieve positivo, pero ondulado y a la continua poca diferencia de nivel entre las zonas de alimentación de las aguas y las zonas de descarga, tenía salida hacia los bordes de las meseta donde la sílice contenida en solución en las aguas sobresaturadas nuevamente precipitaba, pero ahora hacia los bordes de la meseta creando una nueva barrera perimetral de sílice que contribuyó a dificultar aún más la transferencia de las aguas, y a crear las condiciones para la formación de una nueva corteza de intemperismo de tipo bolsón. Se distribuye preferentemente hacia la periferia de la meseta en forma de masas y bloques de silcreta y silferricreta creando una barrera perimetral silícea en San Felipe. (Ver Fig. 61 y 62).



FIG. 61. Enorme bloque de coraza de hierro y sílice en la periferia de San Felipe.



FIG. 62. Acumulación de sílice libre en la periferia de San Felipe.

3. Una tercera fase ocurrida durante el desarrollo de la actual corteza de intemperismo de tipo bolsón favorecida por la formación de la barrera silícea perimetral. Durante la misma, nuevamente la circulación de las aguas subterráneas que han continuado siendo de difícil transferencia con compartimentación espacial en pequeños bolsones limitados por barreras de sílice antigua, distribuidas según el sistema de agrietamiento prototectónico de las ultrabasitas, crearon condiciones para la precipitación de sílice en las partes centrales de la meseta. Esta sílice a diferencia de la sílice antigua de la primera fase de intemperismo se acumula preferentemente ahora en la masa de las limonitas y nontronitas, frecuentemente en forma de marshalita.

Las evidencias sobre la existencia en San Felipe de al menos dos generaciones de cortezas de intemperismo se basan:

Primero, los enormes espesores de la corteza de intemperismo menífera que están en evidente discordancia con las dimensiones de la meseta de San Felipe

Segundo, en la existencia de las diferentes fases de silicificación distinguidas en San Felipe.

Tercero, la presencia frecuente de coraza de hierro (hardpan) a profundidad en la masa de las nontronitas y las serpentinitas nontronizadas en completa discordancia con el perfil actual de la corteza.

Cuarto, la abundante dispersión de bloques de sílice y de coraza de hierro en el área de desarrollo de las ultrabasitas en la llanura situada al norte de San Felipe.

Quinto, la impresionante acumulación de ocre con perdigones de hierro, relleno de las concavidades cársticas de calizas en prácticamente toda la llanura que se desarrolla al norte de la sierra Cubitas, (Formell, Buguelskiy, 1974).

En el análisis metalogénico de San Felipe, por tanto, la consideración de la formación geológica encajante en este caso, es evidente que es la corteza de intemperismo pre existente que fue erodada y lavada, quedando sus raíces como base para el desarrollo de una nueva corteza de intemperismo.

La formación geológica menífera, son las menas de la nueva corteza de intemperismo de composición esencialmente serpentino-nontronito-niquelífera con abundante sílice libre desarrollada en perfiles completos, generalmente complejos por la omnipresencia de la sílice libre en forma de clastos de ópalo, calcedonias y con frecuencia marshalita.

La formación geológica generadora son las rocas de composición ultrabásica, gabro-peridotíticas y dunito-harzburguíticas que forman en la región de San Felipe una budina tectónica, rodeada por rocas ultrabásicas altamente serpentinizadas.

La formación geológica formadora es la nueva corteza de intemperismo desarrollada sobre las raíces de la antigua corteza de intemperismo erodada y lavada. No se excluye y de hecho hay evidencias, de restos de la antigua corteza de intemperismo en el perfil de la nueva corteza en forma de bloques de coraza de hierro a profundidad en el perfil.

En íntima asociación genética con el yacimiento San Felipe se encuentran las grandes concentraciones de ocre con perdigones de hierro que se acumulan sobre calizas de diferentes edades al norte de la Sierra de Cubitas y de la meseta de San Felipe.

Evidentemente, estos depósitos son los productos redepositados de la antigua corteza de intemperismo de tipo manto-bolsón desarrollada en la región de San Felipe, y posteriormente, lavada y erodada.

Por la importancia genética y económica de estos depósitos se ha considerado conveniente describirlos brevemente a continuación, considerando que de alguna forma ellos son parte integrante de la mineralización exógena de San Felipe y completan el ciclo del intemperismo, desde la acumulación residual hasta la concentración de productos redepositados del intemperismo.

PRODUCTOS DE LA REDEPOSICIÓN DE LA ANTIGUA CORTEZA DE INTEMPERISMO DE LA REGIÓN DE SAN FELIPE ACUMULADOS AL NORTE DE LA SIERRA DE CUBITAS

Desde la divisoria de las aguas de la Sierra de Cubitas se extiende una amplia llanura costera de un área no menor de 400 km² desarrollada sobre calizas del Mioceno, Paleoceno y Cretácico Superior.

Todas estas calizas, independientemente de su edad, están cubiertas por acumulaciones de ocre de color rojo violáceo, saturadas de concreciones tipo perdigón. Estos ocre rellenan las irregularidades del relieve cárstico de las calizas con espesores generales entre 1.5 y 2.0 m, pudiendo alcanzar espesores mayores, entre 5 y 10 m en los lugares donde se desarrollan dolinas, ponores y otros accidentes cársticos en el substrato calizo. Fig. 63.



FIG. 63. Ocre con perdigones cubriendo las calizas nótese el contacto brusco. Camino de Lesca a Palmacity.

El contacto de estas calizas de muy diferentes edades con los ocres rojos violáceos que las cubren completamente es, al igual que en la región de San Miguel de los Baños, muy brusco, sin la existencia de transiciones graduales entre los ocres y las calizas

Estos materiales rojos, que son denominados por Bennett y Allison, 1928, "arcilla Matanzas, fase hardpan con nivel freático alto", poseen un alto porcentaje de concreciones. Esas concreciones según Bennett y Allison alcanzan el 70% de la masa del suelo.

Estos perdigones se encuentran hasta el mismo contacto con las calizas que poseen una superficie lisa con concavidades redondeadas; en muchos lugares pudieron ser observados cortes en los cuales la masa del suelo aparecía saturada totalmente de concreciones tipo perdigón.

Por el camino de Lesca a Palmacity y más adelante, hacia la playa Guanaja, en las canteras que aparecen aisladamente a los lados del camino, se han tomado una serie de perfiles verticales de los ocres rojos y de las calizas que los subyacen, Buguelskiy, Formell, 1969. El corte muestreado con mayor detalle es el de una pequeña cantera que tiene (7x7x2.2) metros, situada en un cafetal a seis kilómetros al Este del entronque de ferrocarril llamado California.

En la pared norte de la cantera, a la profundidad de 2 metros, aparece un afloramiento de calizas. Las calizas están partidas en fragmentos de 10 cm hasta 50 cm. La superficie de los fragmentos y los ángulos agudos, están suavizados por los procesos de carsificación. Los fragmentos

están cementados con arcilla amarilla, la cual tiene un ligero matiz verdoso. Sobre ella yacen formaciones ocrosas de color naranja carmelita a rojo púrpura.

La cantidad de concreciones de hierro en los ocres varía un poco según la vertical. En las cercanías del contacto con las calizas el horizonte de ocres, de un espesor de 0.5 m, contiene una cantidad menor de concreciones. Más arriba aparece un lente de ocres relleno de concreciones de hierro. El espesor del lente es de 0.5 a 1.2 metros. En la pared sur de la cantera se ve cómo las concreciones de este lente están cementadas por hidróxidos de hierro, formando un bloque compacto de 1x2 m, que recuerda las formaciones superficiales tipo "coraza" o "Hardpan" en la terminología de habla inglesa. Por arriba de este bloque y hasta la misma superficie yacen ocres con pequeñas cantidades de concreciones de hierro.

En otra cantera observada, las concreciones rellenan completamente los ocres a todo lo alto del corte. En muchos lugares se observa la formación, a partir de las concreciones de hierro sueltas, de los bloques cementados con hidróxidos de hierro, constituyendo corazas con aspecto escoriáceo debido a la agrupación caprichosa de las concreciones. Fig. 64.

Desde el paso de Lesca, en la divisoria de las aguas de la Sierra de Cubitas hacia el norte, atravesando toda la llanura costera donde se desarrollan ampliamente las lateritas, hasta Palmacity, se tomaron una serie de muestras de los ocres rojo-violáceos con concreciones, las cuales se



FIG. 64.
Productos
ocrosos
redepositados
sobre la
superficie
carsificada de
calizas, Sierra
de Cubitas.

analizaron químicamente en los laboratorios del IGEM, en Moscú, por V. V. Kujargik. Además, se tomó una muestra del horizonte de ocres con concreciones en el yacimiento San Felipe, para compararlas con las muestras de Lesca.

Los resultados de los análisis de las muestras de lateritas sobre calizas y de la muestra de las lateritas níquelíferas *in situ* del yacimiento San Felipe pueden verse en la tabla No.29.

Algunas consideraciones preliminares pueden hacerse del resultado de los análisis químicos.

En ese lugar, al igual que en la región de San Miguel de los Baños, los ocres rojo-violáceos con concreciones de hierro de la región de Lesca contienen níquel.

Los valores de níquel obtenidos varían en forma decreciente desde la divisoria de las aguas de la Sierra de Cubitas hacia el norte. Variaciones similares fueron determinadas en otros componentes como el CoO, Fe₂O₃ y Cr₂O₅. Como regla, las muestras que se encuentran más al sur, es decir, más cerca del macizo ultrabásico, son más ricas en los componentes esenciales de las lateritas. Así, por ejemplo, los contenidos de níquel varían de Sur a norte de 0.91 % hasta 0.25 %. Es interesante que los contenidos de níquel son más altos que el contenido de las muestras de San Felipe, que arrojó sólo 0.22 %.

Los contenidos de Fe₂O₃ varían también, al igual que el níquel en forma decreciente de sur a norte, desde valores de 41.97 % en la región de la divisoria de las aguas de la Sierra de Cubitas hasta 27.10 en la región de Palmacity. Es

interesante también señalar que las muestras de las concreciones de hierro son considerablemente más ricas en Fe₂O₃ que las muestras de los ocres pulverulentos con escasas concreciones. Por ejemplo, en una cantera pequeña cerca de Palmacity se tomó la muestra 361 de los ocres pulverulentos y la 361a sólo de las concreciones de hierro, siendo los resultados de 27.10 y 51.33% respectivamente.

Con relación al Cr₂O₅ una regularidad similar fue encontrada. Siempre los contenidos de Cr₂O₅ en las concreciones fueron mayores que los contenidos en los ocres pulverulentos, como puede verse en los resultados de las muestras 361a, 2.27 % y 361, 0.91 %.

También en las muestras 365, 2.26 % y 364, 1.12 % esta regularidad se mantiene. La relación Co/Ni en las muestras de Lesca es similar a la relación en las lateritas níquelíferas. Los contenidos de Al₂O₃ son bastante altos, hasta 31.85 %, pero mantienen una relación de sólo 1.5:1 con el SiO₂.

Comparando los resultados de los análisis químicos de las muestras de las lateritas sobre calizas de la región de Lesca con la muestra de las lateritas *in situ* de San Felipe, puede afirmarse que tienen una extraordinaria semejanza en su composición, (ver tabla No. 29). Por eso pensamos que la región de la amplia llanura costera del norte de la Sierra de Cubitas está cubierta por las lateritas que fueron arrastradas desde la corteza de intemperismo que se desarrollaba al sur, en el macizo de rocas ultrabásicas de Camagüey.

TABLA 29. Análisis químicos de las muestras tomadas de los ocres sobre calizas en la región de Lesca y de las lateritas níquelíferas *in situ* de la meseta de San Felipe. Análisis químicos por: V. V. Kujargik (I.G.E.M.) A. C. de la U.R.S.S.

No. de la muestra	358	361 ^a	361	364	365	368	370
Lugar dónde se tomó	Meseta de San Felipe	1.5 km al Sur de Palmacity		6 km al Este del entronque California		6 km al Sur del entronque California	Divisoria de aguas Sierra Cubitas
Tipo de materiales	Ocres con concreciones	Concreciones	Ocres pulverulentos	Ocres, pocas concreciones	Ocres, muchas concreciones	Ocres, pocas concreciones	Ocres, muchas concreciones
SiO ₂	16.8	12.28	25.6	29.36	21.17	29.54	22.24
Al ₂ O ₃	49.04	51.33	27.10	24.06	15.16	21.65	18.86
Fe ₂ O ₃	49.04	51.33	27.10	32.29	48.83	32.36	41.97
FeO	No hay	No hay	No hay	No hay	No hay	No hay	No hay
H ₂ O	2.39	1.88	1.64	1.35	1.59	1.71	1.57
H ₂ O	10.73	11.17	11.05	10.79	10.44	11.26	12.00
NiO	0.22	0.08	0.25	0.39	0.36	0.46	0.91
CoO	0.016	No hay	No hay	0.044	0.031	0.016	0.044
Cr ₂ O ₅	1.16	2.27	0.91	1.12	2.26	1.74	1.56

Teniendo en cuenta que las lateritas cubren calizas de diferente edad desde el Cr₂ hasta el Ng, puede suponerse que la acumulación alóctona de los ocre, arrastrados desde la corteza de intemperismo que se desarrollaba al sur, comenzó después de ocurrir la regresión del Mioceno superior, y estuvieron acumulándose durante el Plioceno. Movimientos oscilatorios de bloques en el Cuaternario y de rejuvenecimiento de la falla de la sierra de Cubitas, que limita las ultrabasitas de la estructura anticlinal compleja de Cubitas, provocaron cambios en el relieve que interrumpieron el flujo de materiales de la corteza hacia el norte, una disminución de la intensidad de la transferencia de aguas y una consecuente disminución del intemperismo en las ultrabasitas. Testigos del paleorrelieve de las ultrabasitas en el macizo de Camagüey pueden observarse hoy en día en la región de la mesa de San Felipe, y al sur de San Felipe. Magaz A. (2011) ha señalado que en los conglomerados basales de la formación Nuevitas del Eoceno Superior-Oligoceno aparecen cantos rodados de ultrabasitas intemperizadas, esto situaría el comienzo de la formación de la antigua corteza de intemperismo de Camagüey mucho antes del Mioceno Superior, así mismo Magaz A. (2011) corrobora la suposición del autor de que el macizo ultrabásico de Camagüey ocupaba una posición hipsométrica por encima de las calizas cretácicas y paleógenas de Cubitas que en esa época constituían llanuras a donde iban a parar en forma de abanicos aluviales los productos de la redeposición de la antigua corteza de intemperismo del macizo Camagüey

Los datos que poseemos de Lesca son sólo datos preliminares pero los valores encontrados de Fe₂O₃, NiO y CoO son significativos desde el punto de vista del posible aprovechamiento de esos materiales, sobre todo teniendo en cuenta que se trata de un enorme territorio de más de 400 km² con espesores apreciables de lateritas redepositadas.

El descubrimiento del vínculo genético de los materiales rojos que rellenan amplias llanuras cársicas en Cuba, en el ejemplo de San Miguel de los Baños y de Lesca, al norte de la sierra de Cubitas, con los productos de las cortezas de intemperismo ferroniquelíferas de las rocas ultrabásicas, demuestra la dinamicidad de los procesos de intemperismo químico en las regiones tropicales, complementa los datos que existen sobre la edad joven de los productos de la corteza que se observan *in situ* en nuestros días (Buguelsky, Formell, 1968, 1969) y que constituyen los valiosos yacimientos de Fe, Ni y Co cubanos, y permite también ampliar los criterios para la prospección de yacimientos hipergénicos ferroniquelíferos en

Cuba, porque las áreas favorables no quedan circunscritas sólo a las regiones donde existen las rocas ultrabásicas sino que pueden extenderse a regiones cársicas favorables para la acumulación de productos de la corteza de intemperismo redepositados.

YACIMIENTOS EXÓGENOS DE CROMO

Los yacimientos exógenos de cromo varían desde los residuales hasta los proluviales, deluviales e incluso aluviales. Las cortezas de intemperismo niquelíferas contienen como promedio 1.5 % de cromo. Este contenido de cromo, junto con los contenidos promedio de Ni fue decisivo para la producción del llamado acero Mayarí; sin embargo, esos bajos contenidos de cromo no permiten considerar a las cortezas de intemperismo niquelíferas en sí, como menas de cromo, más bien, el escombros y las colas resultantes de los procesos hidrometalúrgicos pueden considerarse como menas ferro-cromíferas.

No obstante, debido a que el cromo está íntimamente relacionado con las rocas ultrabásicas y más específicamente con las dunitas y gabro troctolitas, cuando se producen cortezas de intemperismo sobre dunitas y gabro troctolitas con cromitas primarias pueden resultar cortezas de intemperismo ricas en cromo y constituir menas extraíbles.

Cuba ha sido rica en depósitos de cromo, tanto de menas primarias como menas de "mineral flotante" T.P. Thayer (1942). En realidad las llamadas menas flotantes no son otra cosa que menas acumuladas por procesos exógenos tanto residuales como producto de la erosión-transporte-deposición en condiciones tanto proluviales, deluviales o aluviales.

Ellas constituyeron una importante parte de la producción de cromo en la región de Camagüey. Los depósitos mayores y más ricos formaban una alfombra de entre 15 cm hasta 1 m alrededor de las acumulaciones de menas primarias que generalmente ocupaban las cimas de las pequeñas colinas, mientras que las menas exógenas ocupaban las laderas, yaciendo directamente sobre las ultrabasitas que, a su vez, teniendo un relieve irregular debido al intemperismo, permitía la formación de pequeños bolsones de mineral deluvial. Algunos de estos bolsones alcanzaban los 3 m.

Debido a que la cromita es un mineral muy estable en las condiciones hipergénicas, las menas exógenas son muy semejantes en composición a las menas primarias con la ventaja para aquellas de estar ya desprovistas de las ultrabasitas encajantes debido al intemperismo de éstas por lo que casi no necesitan enriquecimiento.

Las cromitas ocurren en Cuba prácticamente a todo lo largo del cinturón ofiolítico cubano e históricamente han sido explotados depósitos de cromo en Matanzas, Camagüey, Holguín, Nipe y Moa Baracoa.

En Matanzas las ofiolitas se distribuyen en dos fajas separadas la norte y la sur. Al norte desde la Habana hasta Matanzas y Cárdenas, y al sur desde Madruga hasta San Miguel de los Baños; aquí las ultrabasitas ocupan la parte central del anticlinal Madruga.

Cerca de San Miguel de los Baños, en la base de la ladera sur de una colina, se encuentra la mina Clara que a pesar de ser un depósito esencialmente de menas primarias presenta acumulaciones de cromita de placer, Thayer, T. P. (1942).

La región de Camagüey ha sido una de las más ricas de Cuba en depósitos de cromita, tanto primarios endógenos como exógenos. Ella comienza en la ciudad de Camagüey en dirección norte hasta la base de la sierra de Cubitas, por el este hasta Minas y por el oeste de forma indefinida teniendo en general una forma cuasi triangular. En esa región, en los comienzos de los años 40 del pasado siglo, la Juraguá Mining Co. y la Compañía Cubana de Minas y Minerales poseían más de 85 denuncios y minas en explotación, tanto de menas primarias endógenas como de menas exógenas.

La parte donde se concentra la mineralización cromífera comprende alrededor de 320 km², pero el área de desarrollo de las ultrabasitas es mucho mayor.

Las cromitas de Camagüey han sido minadas para uso como refractarias por su elevado contenido en aluminio, mientras que la mayoría de las cromitas de Oriente tienen calidad para ser usadas en la metalurgia.

En la región de Camagüey, dentro del macizo ofiolítico además de los depósitos de cromita, existen, en muchos lugares depósitos de magnesita. Magnesita de alta calidad fue minada a cielo abierto en la mina Zoila. Esta magnesita es densa, generalmente del tipo "coliflor". En otros lugares vetas y vetillas de magnesita con "espejos de fricción" fueron reportadas hasta 15 m de profundidad como en la mina La Caridad, (Thayer, T. P., 1942).

El hallazgo de abundante magnesita en la región del macizo ofiolítico de Camagüey refuerza y complementa la idea del autor de la existencia de una antigua y potente corteza de intemperismo de tipo manto-bolsón prácticamente en toda el área actual del macizo ofiolítico de Camagüey. La existencia de abundante magnesita en esa región, la cual es un mineral de infiltración, y al igual que la sílice, se infiltra y precipita a profundidad durante los procesos

de intemperismo químico es una fuerte evidencia adicional a las que ya se han señalado, a partir de las evidencias reveladas por la condición de San Felipe como un testigo de erosión de una antigua corteza de intemperismo. Como se ha dicho, esa antigua corteza fue erosionada y lavada y sus productos ocrosos fueron redepositados en la llanura que existía al norte de la presente sierra de Cubitas. En trabajo más reciente, Magaz, A. (2011) no solo está de acuerdo con las consideraciones del autor acerca del origen por redeposición de los productos ocrosos de una corteza de intemperismo, de los suelos rojos que se acumulan en la llanura costera que se desarrolla al norte de la sierra de Cubitas, sino que aporta interesantes datos sobre la edad de esa antigua corteza de intemperismo y de las condiciones paleogeomorfológicas que permitieron su desarrollo

Según el razonamiento y los datos de Magaz: "... Al sur de la superficie de San Felipe se encontró arcilla rojo púrpura en los sedimentos de una cuenca residual del Mioceno Inferior y Medio (Iturralde Vinent, comunicación personal), lo cual es una evidencia del proceso de erosión-acarreo-deposición de la corteza de intemperismo en esta época.

En ausencia de otras pruebas, están presentes todos los elementos suficientes para aceptar por el momento que los materiales sedimentarios que cubren a las calizas de Remedios no son en su mayoría, el producto de un proceso formador de suelo insitu (decalcificación), sino que son sedimentos aluviales producto de la erosión, y del acarreo y depósito en condiciones insulares, de una antigua corteza de intemperismo de una fuente meridional muy cercana a Cubitas, cuya posición queda establecida por el área de afloramiento de las serpentinitas de acuerdo con el estudio del redondeamiento y la composición de los clastos rodados.

La historia del desarrollo geomórfico de la sierra de Cubitas puede resumirse de la siguiente manera: En el Paleógeno Superior, época en que ocurrió la emersión parcial del mesobloque Camagüey, existían las condiciones geomorfológicas favorables para la formación de cortezas de intemperismo (velocidad de los ascensos tectónicos mucho mayor que la velocidad del corte erosivo). De acuerdo con el diámetro medio (0.08 m) de los clastos presentes en el conglomerado basal marino de la Formación Nuevitas (Eoceno Superior-Oligoceno) y de su composición natural relacionada con las rocas de los complejos volcánico, intrusivo y serpentinitico existentes en la actual llanura central, el bloque Camagüey debe haber alcanzado en esa época una altitud promedio de unos 300 m, (la referencia utilizada

es el diámetro de 0,50 m en clastos generados durante los levantamientos pleistocénicos de la Sierra Maestra hasta una altitud de 1974 m). Durante el Mioceno Superior y Medio, el territorio más elevado y de alturas medias de la actual Cubitas se encontraba emergido como una llanura costera relativamente alta sobre la cual se depositaban los productos del lavado erosivo de las cortezas de intemperismo ferríticas en forma de abanicos aluviales, anchos y planos.

Entre el Mioceno Superior y el Plioceno temprano comienza el elevamiento neotectónico lento del bloque longitudinal más alto de la Sierra, lo que permite el cortamiento gradual de los cauces fluviales antecedentes por las líneas de falla de los pasos La Aurora, Las Delicias, San Antonio, Lesca, Santa Catalina, Paredones, Cuatro Caminos y otros. La morfología de cañones en áreas de bloques tan estrechos es suficiente para descartar que se trate de una red fluvial de dispersión, consecuente al levantamiento”

Todo parece indicar entonces, que la profusión de depósitos y manifestaciones de cromitas en la misma área donde estuvo desarrollada la antigua corteza de intemperismo evidencia una estrecha relación espacial de las cromitas de Camagüey con esa antigua corteza de intemperismo.

Muy probablemente, las cromitas estuvieron sujetas a los procesos de intemperismo químico de las ultrabasitas y formaron parte de esa antigua corteza pero, debido a su alta estabilidad en las condiciones de la hipergénesis, permanecieron inalteradas durante aquellos procesos. No obstante, procesos ulteriores de intemperismo mecánico (erosión y acarreo) influyeron en su acumulación y concentración. Se puede aseverar entonces que los depósitos exógenos de cromitas de Camagüey (float minerals), se formaron en estrecha asociación espacio-temporal con la antigua corteza de intemperismo del macizo ofiolítico de Camagüey.

En la región oriental se separan dos áreas bien definidas y separadas por la ruptura profunda de Cauto-Nipe. Ellas son Holguín en la parte occidental y Nipe-Cristal-Moa-Baracoa en la parte oriental.

Al igual que en Matanzas y Camagüey las cromitas están siempre asociadas a la zona estructuro-metalogénica de la corteza oceánica.

En Holguín las cromitas se asocian a dos cinturones ofiolíticos que se desarrollan entre las ciudades de Holguín y Gibara. Esas ofiolitas están serpentinizadas y frecuentemente sobre ellas yacen elevaciones constituidas por sedimentos carbonatados como en el caso de la Silla de Gibara. Las ofiolitas están plegadas y falladas en algunos lugares. Las cromitas se asocian

fundamentalmente a peridotitas serpentinizadas y dunitas que aparecen en bloques limitados por espejos de fricción, frecuentemente como budinas en una masa serpentínica cizallada. En los diferentes depósitos aparecen frecuentemente inclusiones de otras rocas en las serpentinitas acentuando su carácter de melange ofiolítico.

En la región más oriental, al este de la ruptura profunda de Cauto-Nipe, las cromitas están asociadas a las rocas de la zona estructuro-metalogénica de la corteza oceánica, presentes en tres áreas principales:

Mayarí-Nipe, Cristal-Sagua de Tánamo y Moa Baracoa. En estos territorios se desarrollan potentes cortezas de intemperismo que forman los principales yacimientos de níquel de nuestro país. Aquí también muchos de los depósitos de cromita están asociados a las cortezas de intemperismo ferro-cobalto-niquelíferas. Esos tres territorios se caracterizan morfológicamente por representar sectores del antiguo peniplano del Plioceno elevado y desmembrado durante los levantamientos del Plioceno-Cuaternario, que continúan hasta nuestros días. En todos aquellos territorios se desarrollan depósitos de cromita, muchos de los cuales tienen origen exógeno.

En la tabla de las formaciones metalogénicas-complejos de formaciones geológicas y meníferas, formaciones metalogénicas vinculadas con las cortezas de intemperismo, se exponen dos ejemplos de mineralización cromífera exógena ambas asociadas con la zona estructuro-metalogénica de la corteza oceánica desarrollados en la subzona de Nipe-Cristal-Moa, y dentro del grupo de los metales ferrosos. Ellos son, como ejemplos: Tau y Deseada.

DEPÓSITO TAU

Tau es un depósito desarrollado en una corteza de intemperismo cuya formación menífera es cromo-espínelo-goethítica-residual; como tipo formacional del depósito se puede afirmar que son cuerpos oxidados en forma de mantos acumulados en el horizonte superior de la corteza de intemperismo. Es una mineralización cromífera diseminada, desarrollada en una corteza de intemperismo de las rocas ultrabásicas en las cercanías de cuerpos de cromita primarios

Estas cortezas con mineralización cromífera residual son jóvenes y se asocian a la época metalogénica del Plioceno-Cuaternario.

- La formación geológica encajante es la corteza de intemperismo que contiene la mineralización útil en su horizonte superior, y se desarrolla en las cercanías de cuerpos de cromita primarios.

- La formación geológica generadora son las rocas de composición ultrabásica y básica, dunitas y gabro troctolitas que contienen cuerpos de cromita de tipo schlieren.
- La formación geológica formadora son las cortezas de intemperismo de las rocas ultrabásicas que se desarrollan en las cercanías de los cuerpos de cromita primarios.

DEPÓSITO DESEADA

Deseada o La Deseada es un depósito que se desarrolla muy cerca del curso sur del río Mayarí entre las sierras de Nipe y Cristal dentro de la zona estructuro-metalogénica de la corteza oceánica y la subzona Nipe-Cristal-Moa.

La formación menífera es cromo-espinelítica de placeres, el tipo formacional de depósito lo constituyen cuerpos estratiformes oxidados, con mineralización en forma de lentillas en las terrazas fluviales y áreas proluviales.

Genéticamente es un placer de cromitas formado en condiciones de acumulación, principalmente aluvial, en las terrazas del río Mayarí. Es un depósito muy joven, y se asocia a la época metalogénica del Cuaternario.

La formación geológica encajante son las terrazas fluviales constituidas por cantos rodados de rocas ultrabásicas, básicas y vulcanógenas provenientes de la erosión mecánica de los macizos fuentes y también del lavado de cortezas de intemperismo desarrolladas sobre aquellos macizos rocosos.

- La formación menífera son las propias acumulaciones de placer en terrazas fluviales
- La formación geológica generadora son las rocas ultrabásicas y básicas que contienen los cuerpos primarios de cromita.
- La formación geológica formadora son las cortezas de intemperismo de las rocas ultrabásicas y básicas con contenidos de cromitas que facilitaron la concentración de las cromitas y también su lavado y erosión y finalmente su ulterior deposición en las terrazas aluviales.

DEPÓSITOS DE HIERRO ANTROPOGÉNICO

Dentro de los metales ferrosos hay que destacar también las acumulaciones antropogénicas de Fe, que pueden tener dos orígenes: escombros y colas.

Ambos tipos de acumulaciones de Fe y Cr son potencialmente aprovechables y por eso se decidió incluirlos en la Tabla de las formaciones metalogénicas-Complejos de formaciones geológicas y meníferas que resume todos los diferentes tipos de depósitos de origen exógeno en Cuba.

ESCOMBROS

1. Son los horizontes superiores de ocres inestructuro-texturales de las cortezas de intemperismo ferro-cobalto-niquelíferas que han sido explotadas y que se acumulan como escombros. Estos depósitos se acumulan en la superficie de todos los yacimientos extraídos y presentan un indudable interés económico. Generalmente, estos depósitos son bastante homogéneos en su composición, por lo que a continuación y a manera de ejemplo se ofrecen datos del escombros del yacimiento *Atlantic* situado en la región de Moa¹.

Se determinan las posibilidades de preconcentración mecánica del escombros laterítico y se estudia la distribución fraccional de una muestra de 10 toneladas del yacimiento "Atlantic".

Los volúmenes de escombros que se generan por la industria minera cubana del níquel superan los 3 millones de toneladas anuales. La potencia de los escombros oscila entre 0,5-5 metros. (Coello A. L., et al. 1998).

Composición química

Elemento	%
Ni	0,5-0,9
Fe	40-52
Cr	2-3
Al	8,5-13,3
Co	0,07- 0,16

Composición mineralógica

La información que a continuación se muestra ha sido tomada de los archivos de la Oficina Nacional de Recursos Minerales (ONRM)

Minerales oxidados de hierro: goethita, hidrogoethita, hematita, espinelas (magnetita-maghemita), siendo la goethita el principal portador de Ni. Su distribución granulométrica es heterogénea.

Minerales portadores de aluminio: ibbsita, la cual tiende a enriquecerse hacia las fracciones (- 0,4 + 0,045) mm (forma granulométrica natural del escombros). Su concentración máxima se alcanza en la fracción -1,6 +0.1 mm.

Minerales de manganeso: Asbolanas: (Co, Ni) MnO₂.n H₂O, aunque R. Carnell y Giovanoli (1989)

no descartan las posibles inclusiones de Mn en la ferrihidrita. Su distribución granulométrica es heterogénea y en proporciones pequeñas.

Minerales de cromo: Su distribución granulométrica es heterogénea, aunque se observa una concentración en las clases (-0.1 + 0.045) mm. Se asocia a las cromitas.

Minerales de silicio: Se distribuye en mayor grado hacia las fracciones gruesas. Se asocia fundamentalmente al cuarzo.

Los resultados del trabajo demuestran la posibilidad de preconcentración del Co y Fe por vía mecánica, considerando el efecto combinado del tamaño de las partículas minerales y la intensidad del campo magnético como propiedad física de separación. El Co es posible concentrarlo desde 0,07 en esta muestra hasta 0,14 %, el Fe hasta 61 %.

COLAS

Son las colas de los procesos hidrometalúrgicos que se acumulan en los alrededores de las plantas de concentración de Ni, tanto en la planta "René Ramos Latour" de Nicaro como en la planta "Ernesto Che Guevara" de Moa, ambas con proceso hidrometalúrgico carbonato-amoniaco, mientras en la planta "Pedro Soto Alba" de Moa el proceso empleado es el de lixiviación con ácido sulfúrico.

La Oficina Nacional de Recursos Minerales (ONRM) ha confeccionado un resumen sobre las características geológicas y la composición química de las colas de Nicaro y Moa el cual se reproduce a continuación:

Descripción geológica de las colas de las distintas empresas del níquel.

Empresa Moa Nickel S.A. Proceso ácido
Características geológicas del depósito

En esta empresa existen dos depósitos de colas:

- Uno viejo ubicado al sur de la carretera que une a Sagua de Tánamo con el pueblo de Moa, en la cercanía del aeropuerto y posee un área de 0,52 km². En este depósito se ubicaron las primeras colas de la empresa desde el año 1960 hasta el año 1983. En este depósito hay ubicadas unos 8,0 millones de toneladas de colas.
- El otro depósito está ubicado en las cercanías de la actual planta y en el mismo se han ubicado las colas de la empresa "Pedro Soto Alba" desde el año 1984 hasta 1994 y las de la empresa Moa Nickel S. A. a partir del año 1995.

De estos depósitos, el que ha sido investigado desde el punto de vista geológico, es el del aeropuerto, ya que el actual no ha sido investigado

hasta el momento. Debido a eso la información que se ofrece es la que se obtuvo de la investigación geológica realizada entre los años 1980-1983 por la Empresa de Geología de Oriente.

Las colas del depósito del aeropuerto están formadas exclusivamente por material de color pardo rojizo de granulometría fina, correspondiente al tipo aleurita, formado por la deposición de los residuos de la planta de procesamiento de níquel de la antigua empresa "Pedro Soto Alba" a partir del año 1960 hasta el año 1983.

La composición química promedio (según muestras básicas) es la siguiente:

Hierro total / 49,48 %
Al₂O₃ / 6,32 %
SiO₂ / 4,24 %
S / 2,89 %
Cr₂O₃ / 2,44 %

El componente valioso principal es el hierro, mayormente como hematita. La composición mineralógica es como sigue:

Hematita / 7,14 %
Alunita / 11,72 %
Yeso / 3,77 %
Minerales serpentiniticos / 1,0 %
Espinelas cromíferas / 2,53 %
Minerales de manganeso / 0,47 %
Minerales arcillosos / 3,99 %
Cuarzo / 2,09 %
Carbonatos / 0,05 %.

Propiedades fisico-mecánicas.

Humedad / 29,9 %
Densidad húmeda seca / 2,22 t/m³
Peso específico / 4,06 t/m³
Cohesión / 0,57 % kg/cm²
Ángulo de fricción interna / 24,71 %

Empresa "Rene Ramos Latour". Proceso amoniacal

En la Empresa "René Ramos Latour" existen dos depósitos de colas:

Uno ubicado en el aeropuerto de Nicaro, que se puso en marcha el 15 de octubre de 1943 hasta el 31 de diciembre de 1957 y se encuentra a 1,2 km. de distancia de la planta.

El otro depósito (actual) se localiza al oeste de la planta de proceso industrial, ocupando una posición más baja con relación al nivel del mar, limita al norte con la Presa de Colas Vieja y la ensenada de Arroyo Blanco y al suroeste y al sur con un canal que colecta y vierte al mar las aguas de

los ríos Levisa, Río Grande y Bayate. El área de la presa ocupa aproximadamente 1.77 km² recibiendo como promedio de 140 a 150 m³/día de colas a partir de tres puntos de vertido, a una temperatura de 85-90°, que crece a razón de 0.9 t de colas por cada tonelada de mineral seco alimentado a la industria.

Las colas de Nicaro representan un polvo compuesto por granos finos de color negro que forman generalmente los componentes de hierro en diferentes modificaciones y algunos otros componentes.

El mineral principal es la magnetita y los otros que aparecen son: cromo espinela y el carbonato en muy pocas cantidades. El promedio general de la magnetita es: 74,94 %.

La composición química promedio de las colas en el actual depósito de esta empresa es la siguiente:

SiO₂ / 19,13 %
 Al₂O₃ / 5,38 %
 CaO / 0,036%
 MgO / 8,41 %
 FeO₃ / 36,90 %
 FeO / 23,76 %
 NiO₂ / 0,56 %
 S / 0,13 %
 Cr₂O₃ / 2,89 %
 Total / 99,79 %

La composición granulométrica promedio de las colas en peso del depósito actual es la siguiente:

Fracciones
 +0.2 mm / 3,18 %
 +0,14 mm / 4,40 %
 +0.10 mm / 5,14 %
 +0,074 mm / 4,10 %
 +0,044 mm / 13,78 %
 -0,044 mm / 69,23 %
 Total / 99,83 %

Características hidrogeológicas e ingeniero-geológicas del depósito actual.

Es un depósito mineral asimétrico y estratificado con un espesor bastante regular y de distribución regular de los componentes.

Peso volumétrico húmedo 1.80 t/m³ sobre el nivel del mar.

Peso volumétrico seco 2,12 t/m³ bajo el nivel del mar.

La hidrogeología del yacimiento no es compleja.

Humedad promedio 27 %.

Coefficiente disgregación 1,32

Empresa Ernesto Che Guevara. Proceso Amoniaco

La composición granulométrica de las colas es la siguiente:

Mallas
 80 / 99.90 %
 100 / 2.60 %
 200 / 14.80 %
 325 / 11.95 %
 -325 / 60.51 %

Composición química de las colas

CO / 0.07 - 0.09 %
 Ni / 0.37 - 0.45 %
 Fe / 42.0 - 44.0 %
 Cr / 3.5 - 6.0 %
 Zn / 0.03 - 0.05 %
 Mn / 0.40 - 0.80 %
 Al / 2.00 - 4.00 %
 Mg / 5.00 - 10.0 %
 SiO₂ / 14.0 - 16.0 %

Características hidrogeológicas e ingeniero-geológicas del depósito

El estado técnico del depósito es actualmente bueno, la estabilidad de las cortinas es buena, los aliviaderos no están obstruidos y se vierte el agua hacia un microdique.

El área destinada al depósito de cola ocupa una superficie de 238 ha.

El peso específico de la cola es 3.88 t/m³ y la densidad del sólido de 1.7 g/cm³.

Condiciones minero - técnicas:

Yacimiento homogéneo taludes entre 30-40 grados en ocasiones pueden llegar a 50 grados.”

DEPÓSITOS DE HIERRO RESIDUALES EN CORTEZAS DE INTEMPERISMO SOBRE LOS DEPÓSITOS DE SULFUROS PRIMARIOS

YACIMIENTO BROOKLYN

El yacimiento Brooklyn y otros de similar génesis están situados en la zona estructuro-metalogénica del margen continental septentrional y la subzona La Esperanza. Consisten en cortezas de intemperismo residuales a partir de concentraciones minerales de sulfuros primarios y son popularmente conocidas como “sombrosos de hierro”, las menas son esencialmente ferrosas y se corresponden con la formación menífera goethito-limonítica. La mineralización es generalmente masiva, concentrada en pequeños cuerpos de forma irregular que han sufrido una intensa oxidación. (Vologdin et al. 1964-1965).

En los años 1964-1965, Vologdin *et al.*, desarrollaron trabajos de búsqueda y exploración para los minerales de Fe en los yacimientos Brooklyn, Olga, Unión II, Cayo Alto, Hierro, Francisco y Candelaria².

“La Estratigrafía de la región está constituida por:

Sedimentos del Jurásico (Inferior-Medio) de la Fm. San Cayetano (J1-2 Sc), compuesta por areniscas cuarcíferas y cuarzo feldespáticas con intercalaciones de esquistos arcillosos y arenos arcillosos con escasos lentes de calizas y gravelitas. Subdividida en las siguientes secuencias: secuencia inferior esquistosa (3 500 m), media arenosa (1 500 m) y superior arenos esquistosa (250 m), según Vologdín.

Sedimentos cuaternarios (Q)

Sedimentos marinos, pantanosos, eluviales, deluviales, aluviales y proluviales.

Tectónica

El área de estudio está situada en la zona de un gran anticlinorio donde se distinguen tres grandes estructuras plegadas complicadas por plegamientos de orden superior y dislocaciones tectónicas disyuntivas, de forma tal que la zona tiene estructura de bloque-pliegue complejo.

La dislocación tectónica mayor es la falla Pinar. Se encuentran además dislocaciones tectónicas paralelas a las estructuras principales de la región, de rumbo NE (con las que coinciden los yacimientos de sulfuros y limonitas), así como dislocaciones de tipo de fallas de rumbo NO.

Magmatismo

La información contenida a continuación ha sido extraída del informe de Vologdin et. al.

Se considera que las rocas intrusivas penetraron durante el Jurásico-Medio-Superior y Cretácico Superior, manifestándose en la penetración del magma ultrabásico que formó numerosos cuerpos de serpentinitas, dunitas, peridotitas y piroxenitas, la mayoría en forma de estratos; también se desarrolló la facies de diques.

Son varios los depósitos de sulfuros que desarrollan cortezas de intemperismo altamente oxidadas en esa región.

MORFOLOGÍA DE LOS CUERPOS MINERALES

Yacimiento Brooklyn

Forma - manto casi horizontal, dimensiones - 700x60-170 m, rumbo - latitudinal, potencia - bloque CI - 5.94 m, bloque CII - 2.75 m.

Yacimiento Olga

Forma - manto irregular, dimensiones - 450x50-20 m, rumbo - NE 45°, potencia - bloque CI - 4.45 m, bloque CII - 2.76 m.

Yacimiento Unión II

Forma - manto irregular, dimensiones - 450x20-150 m, potencia - bloque CI - 5.47 m, bloque CII - 3.12 m.

Yacimiento Cayo Alto

Forma - manto irregular, casi isométrica, dimensiones - 400x100-260 m, rumbo - S-SO, buzamiento - SE, potencia - bloque CI - 2.96 m, bloque CII - 2.02 m.

Yacimiento Francisco

Forma - lenticular, irregular, dimensiones - cuerpo mineral norte - 175x60-75 m, cuerpo mineral sur - 190x165 m, potencia cuerpo mineral norte - CI - 8.20 m, CII - 4.4 m, cuerpo mineral sur - CI - 5.76 m, CII - 2.85 m.

Yacimiento Hierro

Forma - manto irregular

TABLA 30. Dimensiones de los cuerpos minerales del Yacimiento Hierro.

Cuerpo mineral	Longitud (m)	Ancho (m)	Potencia (m)
I	525	30-60	8.20
II	525	20-110	4.68
II	375	90-120	1.66
IV	325	30-60	2.24

Hidrogeología

Levantamiento hidrogeológico - área 8 km²

Yacimiento Brooklyn

Horizonte acuífero principal - del Cuaternario
Carácter - sin presión

Nivel de las aguas - cotas 38-31 m

Caudal - 0.2 l/s (período de lluvia)

Composición química - cálcico-hidrocarbonatada con mineralización de 0.16-0.54 g/l.

Afluencia de las aguas a la cantera - 219 m³/día

Yacimiento Olga Jagua

Horizonte acuífero principal - del Cuaternario
Carácter - freático. Parte de las menas se encuentran por debajo del nivel de las aguas y está inundado.

Composición química - sílico-hidrocarbonatada, mineralización - 0.16-0.54 g/l.

Afluencia de las aguas a la cantera - 285 m³/día en la parte suroeste y 300 m³ en la central.

Yacimiento Unión II

Condiciones análogas a los yacimientos anteriores.

Yacimiento Hierro

Horizonte acuífero principal - del Cuaternario
Carácter - freático. Las menas de los cuerpos minerales No. 3 y 4 se encuentran por encima del nivel de las aguas circulantes y las partes inferiores de los cuerpos No.1 y 2 están inundadas.

Caudales - hasta 0.1-0.3 l/s.

Composición química - cálcica-hidrocarbonatada, mineralización - 0.16-0.54 g/l.

Afluencia de agua a la cantera - se supone pequeña.

El drenaje de los laboreos durante el proceso de exploración de los yacimientos podrá ser realizado con una capacidad de 20-30 m³/h.

Calidad de la materia prima

Mineralogía. Los minerales están representados por limonita y en cantidad subordinada por arcilla acompañante. Los agregados porosos y colomórficos de limonita están compuestos por goethita, hidrogoethita, raramente lepidocrosita.

TABLA 31. Composición química de los diferentes yacimientos

Yacimientos	Elementos químicos y su concentración en %				
	Fe	S	P	Cu	Al ₂ O ₃
Brooklyn	42.71-52.11	0.11-0.25	0.02-0.08	0.05-0.10	0.33-4.27
Olga	50.35-55.2	0.05-0.24	0.05-0.14	0.13-0.20	3.84-5.68
Unión II	48.53-487.8	0.25	0.03-0.07	0.17-0.26	5.34-6.6
Cayo Alto	46.82-47.97	0.07-0.10	0.04-0.06	0.12-0.14	7.21-8.67

TABLA 32. Composición química de los cuerpos minerales del yacimiento Hierro

Cuerpos Minerales	Elementos químicos y su concentración en %				
	Fe	S	P	Cu	Al ₂ O ₃
I	42.68-52.75	0.05-0.11	0.03-0.71	0.10-0.22	3.89-6.35
II	46.06-43.16	0.02-0.04	0.59-0.73	0.24	7.42-8.58
III	37.48	0.03	0.14	-	12.94
IV	43.66	0.03	0.25	-	9.27

TABLA 33: Propiedades físico-mecánicas de las rocas de los diferentes yacimientos

Yacimiento	PV (t/m ³)
Brooklyn	2.06-2.45
Olga	2.06-2.45
Unión II	2.70
Cayo Alto	2.24
Hierro	2.19-2.54
Francisco	2.11

El depósito Brooklyn y los otros similares reseñados más arriba, como se ha dicho, se encuentran situados en la zona estructuro-metalogénica del margen continental septentrional dentro de la subzona Esperanza. La formación menífera es goethito-limonítica. Son cuerpos irregulares, altamente oxidados que forman menas masivas. La génesis de esta mineralización es exógena residual asociada a las cortezas de intemperismo muy oxidadas (sombrosos de hierro), desarrolladas en la superficie de menas primarias de sulfuros masivos. La época metalogénica de formación es el Cuaternario.

La formación geológica menífera encajante son los paquetes litológicos de las formaciones Esperanza y San Cayetano donde se encaja también la mineralización sulfurosa.

La formación geológica menífera está representada por la corteza de intemperismo desarrollada coincidente con el nivel litológico-estratigráfico de localización de las menas piríticas y pirito-polimetálicas de la región.

La formación geológica generadora son las menas piríticas y pirito-polimetálicas primarias de los yacimientos de sulfuros masivos de la región.

La formación geológica formadora son las cortezas de intemperismo altamente oxidadas (sombrosos de hierro) que se desarrollan sobre los yacimientos y depósitos de sulfuros masivos

YACIMIENTOS EXÓGENOS DE MANGANESO

Los yacimientos exógenos de manganeso en Cuba están asociados principalmente a la zona estructuro-metalogénica del arco de islas volcánico paleógeno que se desarrolla en la región sur-oriental de Cuba, y también al margen continental septentrional en la región central de Cuba.

De acuerdo con A.A. Rodríguez-Díaz *et al.* (2005), en general, existen diversas clasificaciones de los depósitos de manganeso basadas en criterios diferentes dependiendo de cada autor. Las clasificaciones generales en las que coinciden más autores se basan en 1) las características genéticas del depósito, o 2) en la estructura y la litología encajante. Recientemente, la clasificación geoquímica de los yacimientos de manganeso se ha utilizado con éxito para determinar el origen de los depósitos de óxidos a partir de la composición en elementos mayores y traza.

Para poder comprender mejor la clasificación de los depósitos de manganeso hay que tener en consideración las características geológicas y geoquímicas del manganeso, en especial las siguientes:

I) El Mn se comporta análogamente al hierro, en su forma primaria está ligado a magmas básicos y de acidez media, y puede ser fraccionado y transportado mediante soluciones acuosas (hidrotermales). Por intemperismo se logra la separación y posterior migración del elemento hasta su sedimentación química, ya que el Mn es fácilmente soluble en aguas que contengan CO_2 (Roy, 1992).

II) La precipitación de los óxidos e hidróxidos de Mn tiene lugar en forma escalonada, de modo que primero precipitan fases precursoras transitorias que gradualmente dan lugar a especies más estables (Klinkhammer y Bender, 1980; Roy, 1981; Grill, 1982; Dasgupta *et al.*, 1989).

III) El comportamiento de las soluciones acuosas ricas en Mn, presentes en diversos ambientes geológicos fósiles y modernos, está condicionado por las condiciones redox. El Mn es transportado en solución bajo condiciones reductoras y ácidas (Borchert, 1980).

IV) Los depósitos recientes de Mn se localizan predominantemente en los fondos oceánicos (especialmente asociados a dorsales), más que en aguas someras. La contribución hidrotermal de manganeso en los depósitos submarinos puede ser sustancial.

V) Los procesos hidrotermales y sedimentarios que originan depósitos de Mn tienen lugar en diversos regímenes tectónicos y en diferentes ambientes geoquímicos. Los depósitos hidrotermales representan menor volumen que los de tipo sedimentario.

VI) La actividad biológica juega un papel muy importante en la precipitación del Mn (Ehrlich, 1963; Perfilov y Gabe, 1965; Marshall, 1979; Cowen *et al.*, 1986).

CLASIFICACIONES GENERALES DE LOS DEPÓSITOS DE MANGANESO

Existen diversas clasificaciones de los depósitos de manganeso basadas en criterios diferentes dependiendo de cada autor. Este hecho se complica el tratar de establecer una sola división de los distintos yacimientos de manganeso. Esencialmente hay dos clasificaciones globales en que coinciden varios autores: 1) basada en las características genéticas de los

depósitos (p.e., Rakhmanov, (1967); Borchert, (1980); Varentsov y Rakhmanov, (1980), y 2) basada en la estructura y la litología encajante (p.e., Shatsky, 1954; González Reyna, 1956; Mapes, 1956; Roy, 1969).

La clasificación de los yacimientos de manganeso con la aplicación de criterios geoquímicos se ha venido utilizando recientemente, y se basa en evidencias mineralógicas y geoquímicas para discriminar tipos genéticos de depósito. Estas evidencias provienen de la caracterización de distintos yacimientos de todo el mundo, de la agrupación estadística de depósitos similares y de la experimentación. En el caso de los yacimientos de manganeso de Cuba, al autor le parece más apropiado utilizar la clasificación genética que es, a su juicio la más sencilla de aplicar, porque es la que mejor se ajusta a la interpretación adecuada de los eventos paleogeodinámicos que dieron lugar a la formación de los yacimientos de manganeso cubanos.

CLASIFICACIÓN GENÉTICA DEL MANGANESO

Depósitos sedimentarios: (acumulaciones de manganeso en cuencas sedimentarias): Los depósitos sedimentarios propiamente dichos se caracterizan por su carácter exógeno, por presentar cortezas de intemperismo y por estar relacionados con procesos de erosión y diagénesis de rocas. En ocasiones, se incluyen en este grupo los depósitos volcanogénicos, formados a partir de exhalaciones de manantiales termales en el fondo marino (Park, 1956; Rakhmanov, 1967). Como ejemplos de yacimientos sedimentarios podemos mencionar los depósitos de Mn de Nikopol en Ucrania, de Chiatura en Georgia, y de la Península Mangyshlak en Bulgaria, así como algunos depósitos menores en Hungría y Eslovaquia (Varentsov, 2002). Los depósitos sedimentarios contienen cerca del 30% de las reservas de manganeso fanerozoico y más del 70% en rocas cenozoicas a nivel mundial (Boström, 1988). La producción anual de 1995 a 1999 varió entre 3,200 y 1,986 mil toneladas métricas, con leyes de 30-32% de Mn (Varentsov, 2002).

Depósitos hidrotermales: Se caracterizan por su disposición en vetas, stockworks y brechas mineralizadas y porque la mineralización se forma a partir de soluciones hidrotermales ricas en manganeso. Este tipo de yacimientos incluye los depósitos fósiles y actuales formados a partir de manantiales termales (o "*hot springs*"), tanto en los continentes como en el piso oceánico (volcanogénicos y sedimentario-exhalativos); en dorsales oceánicas, en arcos de islas y en relación a vulcanismo de intraplaca oceánica (Smirnov, 1982). Los óxidos de manganeso pueden estar

asociados a fluorita, calcita, barita y aragonito y, más raramente, a minerales de talio (Roy, 1992).

Como ejemplo fósil se puede mencionar el yacimiento "Mina Quinto", en Cuba, un depósito de reemplazamiento hidrotermal en tobas depositadas en ambiente marino somero durante el Eoceno (Fernández del Olmo, 1980).

CHARCO REDONDO

El yacimiento sedimentario de Charco Redondo se encuentra dentro de la zona estructuro-metalogénica del arco de islas volcánico del paleógeno dentro de la subzona estructuro-metalogénica de Guisa-Los Negros, Iris-Joturo, y consiste en cuerpos en forma de capas o estratos de forma masiva entre las capas de calizas de la formación Charco Redondo. Las menas se corresponden con la formación menífera psilomelano-pirolusítica.

Este yacimiento fué estudiado por Adamovich y Chejovich, quienes destacaron en los depósitos carbonatados de la secuencia Charco Redondo, cinco zonas faciales: Norte, Sur, Casualidad, Riito y Los Negros.

En general, la secuencia de las rocas carbonatadas de Charco Redondo ocupa casi la mitad de la región de desarrollo del arco de islas del paleógeno y están más desarrolladas en su parte central y noroeste. En general, pueden considerarse estos depósitos como una secuencia de calizas organógenas fragmentarias más raramente xenógenas con estratos y lentes escasos, de tobas, margas, conglomerados y minerales de manganeso.

Los yacimientos hidrotermales de manganeso están situados en la parte sur de la región, lo que coincide con la línea paleocostera del Paleoceno-Eoceno Medio y los sedimentarios están más al norte, lejos de la línea paleocostera.

Los depósitos de la secuencia Charco Redondo están menos plegados que las rocas de la formación el Cobre y muy a menudo se observa la yacencia horizontal de las rocas. En el caso de los depósitos de la formación suprayacente San Luis están menos dislocados que los descritos anteriormente con rumbos WNW con el buzamiento sólo al norte con ángulos de 5-8 grados.

La tectónica disyuntiva se reveló en la región claramente. Las que se manifiestan mejor son las fallas de direcciones NW y NE. Por lo general son fallas normales abruptas; aparecen dislocaciones disyuntivas que se extienden por lo menos a 10-15 Km y con amplitudes de muchas decenas de metros y numerosas dislocaciones tectónicas de menor extensión y menores amplitudes que en muchos de los casos son grietas en forma de plumaje de grandes fallas y a veces no están relacionadas con las últimas.

Adamovich y Chejovich en los trabajos realizados de Búsqueda y Exploración de manganeso de la región del Yacimiento Charco Redondo de la Provincia de Oriente en los años 1963, 1967, asumieron la génesis del yacimiento Charco Redondo como vulcanógeno-sedimentario, esa concepción que ha sido utilizada posteriormente por varios investigadores, es ambigua. De acuerdo con la clasificación genética de, A. A. Rodríguez-Díaz *et al.*, existen solo dos tipos genéticos principales de yacimientos de manganeso, 1- los sedimentarios que son la mayoría en el mundo y 2- los hidrotermales.

Hay que considerar que el Mn es un elemento de fácil movilización y migración, y su ascensión a la esfera de erosión está asociada sin dudas a procesos hidrotermales dentro de actividad volcánica sistemática, pero su concentración y ulterior movilización está controlada según la opinión del autor por las cortezas de intemperismo que permitieron una concentración residual del Mn y su ulterior movilización y redeposición en condiciones a veces aluviales y otras sedimentarias en diferentes ambientes de deposición, lagunares o marinos. Al respecto, A. A. Rodríguez-Díaz *et al.* (2005) señalan: “Los depósitos sedimentarios propiamente dichos se caracterizan por su carácter exógeno, por presentar cortezas de intemperismo, y por estar relacionados con procesos de erosión y diagénesis de rocas”

Cazañas *et al.* en el informe “Mapa metalogénico de Cuba” expresan: “En rocas de cobertura del arco paleogénico, de edad Eoceno Medio en la Fm. Charco Redondo, se aprecian mineralizaciones de manganeso asociadas a niveles detríticos dentro de calizas (región Guisa-Los Negros). En ellas, la ausencia de alteraciones y de capas de jaspe, así como la presencia de la mineralización en forma de clastos, asociada a fragmentos de jaspes (Cazañas y Melgarejo, 1998) evidencian su formación por removilización sedimentaria de mineralizaciones preexistentes en las series vulcanógeno - sedimentarias de edad Eoceno Inferior-Medio, debido a corrientes de fondo submarinas. En las series de intracuenca (neautóctono) tienen lugar mineralizaciones similares (depósito Barranca), pero producidas por removilización aluvial (Cazañas y Melgarejo, 1998).”

Aquí también hay una ambigüedad, que es “removilización sedimentaria de mineralizaciones preexistentes”, ¿no sería preferible decir sedimentación en ambiente marino de aguas someras de productos de Mn provenientes de cortezas de intemperismo preexistentes? A continuación, también señala: “En las series de intracuenca (neautóctono) tienen lugar mineralizaciones similares (depósito Barranca), pero producidas por removilización aluvial”, aquí igualmente

el concepto “removilización aluvial” no queda claro, sería más acorde con las concepciones de los procesos exógenos decir productos de redeposición aluviales de cortezas de intemperismo mangáníferas.

Como se observa, en la subzona metalogénica de Guisa-Los Negros, coexisten varios tipos genéticos de yacimientos de manganeso, concentrados en diferentes ambientes paleo-faciales, Charco Redondo en facies marinas de aguas someras y Barranca, en facies aluviales; igualmente en las regiones situadas más al sur abundan los yacimientos de Mn de origen hidrotermal como es el caso del yacimiento Mina Quinto”, un depósito de reemplazamiento hidrotermal en tobas depositadas en ambiente marino somero durante el Eoceno (Fernández del Olmo, 1980).

Por eso, desde el punto de vista metalogénico es erróneo agrupar todos los yacimientos de manganeso bajo la denominación de “vulcanógenos tipo cubano”.

Siguiendo con el análisis metalogénico del yacimiento Charco Redondo, hemos considerado otra variante genética, además de la propuesta de cortezas de intemperismo preexistentes concentradoras del Mn, pudiera también considerarse la posibilidad de soluciones hidrotermales ascendentes vertidas en las cuencas de sedimentación.

- La época metalogénica de formación del yacimiento Charco Redondo es el Eoceno Medio.
- La formación geológica encajante es el tope de la formación El Cobre y las calizas de la formación Charco Redondo.
- La formación menífera generadora son las rocas vulcanógenas de composición básica del arco volcánico del Paleógeno.

La formación menífera formadora son las cortezas de intemperismo concentradoras desarrolladas en las partes emergidas del arco volcánico del Paleógeno cuyos productos enriquecidos en Mn se depositaron en las cuencas marginales del Arco.

En el caso del yacimiento Charco Redondo es posible asumir, como se señaló anteriormente, una fuente hipotética de la mineralización y considerarse, posiblemente también actividad hidrotermal singenética con los paquetes sedimentarios de las formaciones El Cobre y Charco Redondo.

Durante los trabajos de exploración realizados en los años 1963-1967, Adamovich y Chejovich realizaron en la región 20 trincheras con un ancho de 1 m y una profundidad de 2.5 m, además se realizaron los siguientes pozos de perforación.

TABLA 34. Pozos de perforación por sectores

Sectores	Cantidad de pozos	(m)
Cádiz	53	54.06
Las Manuelas	25	90.33
Lucía	15	148.02
Manuel	11	99.03
Cinco Hermanos	8	184.55
Negligencia del Oriente	8	113.75
Taratana	5	117.38
Casualidad del Oriente	1	488.00
Los Negros	1	210.20
Plátano-Los Negros	9	139.02
Purial	8	64.90
Región de Charco Redondo	44	104.16

AMARO (MN)

El depósito de Amaro se encuentra situado en la zona estructuro metalogénica del margen continental septentrional en la subzona Place-tas, consiste en cuerpos oxidados en forma de bolsones como rellenos cársicos, la formación menífera es pirolusito-psilomelánica. Las menas son redepósitos que forman una cubierta laterítica mangano-ferruginosa. El depósito es conocido desde la década de los años 30 del pasado siglo. Hay poca información del depósito Amaro en los archivos de la ONRM, solo se encontraron dos informes, con los números de inventario 1340 y 574, cuyos resúmenes de reproducen a continuación.

Análisis y ensayos de las muestras de manganeso. Amaro
 Inventario: 1340
 Año: 1957

Autores: Beckett Robert, Colligan R. V., Gentry M. B.

Materia prima: Manganeso

Yacimiento: Amaro. Provincia Las Villas

Tipo de documento:

Breve Informe: Denuncio de Mn Amaro en Santa Clara, Cuba.

Carta de Mr Coligan a Mr Beckett de fecha octubre 21 de 1957.

Asunto:

Reporte de un grupo de denuncios de Mn que cubren un área de 10 millas 2 en la provincia de Las Villas que eran propiedad de un expresidente de la firma Freeport Sulphur, Mr Norton que es la misma propiedad que promovió Frank Trotter. Por la descripción parecen estar cercanas y similares a las del grupo San Isidro.

Carta a M.B. Gentry de R.V. Colligan sobre la concesión de Mn San isidro. Agosto 14 de 1943, Cajálbana Pinar del Río.

Breve descripción del documento:

Señala con referencia a esta concesión que él informó al Sr. Norcross el mes anterior que sobre la base de información brindada por el capitán Yonge, manager del central que la compañía azucarera había denunciado todo el potencial del afloramiento de mena por recomendación de Mr C. Sewell Thomas basado en una inspección realizada. En su reporte original se presta atención al hecho de que en inspección realizada por el que suscribe en julio-agosto de 1941. Solo una parte del afloramiento mineral había sido denunciada, después de una discusión preliminar con esta gente, que permitió a ellos hacer todo nuevo denuncia, hasta que ellos controlaran cercanamente todos los derechos de superficie.

Como una afirmación general de la concesión Mr Thomas estimó 17500000 t de menas en el lugar, que se espera después de lavadas una reserva de 7-8 millones de t de mena con promedio de 20-22 % de Mn después de tratadas.

Él señala estar en desacuerdo con esta afirmación del beneficio de estas menas por concentración gravitatoria y flotación. De acuerdo a sus pruebas en esta dirección, es mas partidario de la relativa simplicidad y bajo costo del beneficio y tal optimismo, está aparentemente dado por la actitud del National City Bank.

El eje de toda esta situación es la posibilidad de desarrollar un nuevo método de flotación para la preparación de estas menas que en definitiva dependerá del tamaño de las partículas con relación a la ganga y la posibilidad de liberar ésta de la misma por molienda fina.

El trabajo del Dr. Gaudin mostrará algunos progresos en esta dirección.

Yo creo que las muestras que Mr. Thomas abandonó, son del depósito de granzón y no de la zona de material fallado que no se pueden tomar en cuenta.

En lo concerniente a la propiedad Amaro, distante 35 Km por ferrocarril del Distrito San Isidro acerca del cual usted inquiera, no recomiendo hacer nada al presente de investigaciones detalladas. Este grupo de denuncios controlados por la Compañía Villa Clara de Mn cuyo presidente es Mr. W. A. Anderson de La Habana fue completamente examinada en 1930 y como se resalta en el mapa se concentra en 2 Km², cubierta por menas de perdigón que son pequeños pelets concrecionados de Mn, Fe íntimamente relacionados que descansan en una superficie muy plana embebida en un suelo suelto.

Varios pozos antiguos que yo vi, muestran este tipo de mena en profundidad de 3 -4 pies

de profundidad que descansan en blandas y húmedas pizarras. El área representa 2-3 millones de t en todos los denuncios, sin embargo, las menas tienen 2-3 % de Mn y pueden ser concentradas a 10-14 % con 20 % de Fe, mayor que la actual relación de concentración de San Isidro (>2-1), el producto lavado reacciona bien al proceso de lixiviación ácida con SO₂ exitosamente aplicado al material de San Isidro, pero nosotros no tuvimos éxito en el ensayo preliminar de jigging y flotación. Como un posible riesgo para la compañía éste es menos atractivo que San Isidro por su bajo grado y tonelaje. No existen posibilidades de mena de alta ley en estas 2 propiedades, existe un gran tonelaje de menas de bajo grado en Santa Clara, lo barato del minado y accesible para el ferrocarril y puntos de embarque pudieran garantizar cualquier posible inversión de hallarse un método de concentración adecuado por lo que no deben descartarse estas áreas

Inventario: 574

Año: 1958

Autores: Keyes Willian F.

Materia prima: Manganeseo

Yacimiento: Amaro. Provincia Las Villas

OBJETIVO

Realización de análisis y ensayos a muestras de manganeso en granzón de la localidad de Amaro, con el fin de determinar el contenido de manganeso.

DESCRIPCION DEL MATERIAL EN QUE SE TRABAJÓ

Se tomaron las muestras en la finca La Pita, el material era una laterita coloreada y en la finca Las Mercedes donde la tierra era oscura.

ENSAYOS REALIZADOS

- Ensayos de tamices a 17 muestras
- Ensayos de concentración por gravedad: 2 muestras
- Ensayos de flotación: 2 muestras
- Análisis químicos de perdigones: 2 muestras

CONCLUSIONES

- El manganeso está presente mayormente como perdigones redondeados con tamaños menores de 1/4 pulg., constituidos por una mezcla íntima de manganeso con sílice, hierro y otras impurezas
- Las muestras presentan un contenido demasiado bajo de manganeso para ser atractivas comercialmente.

Como resultado del análisis metalogénico del depósito Amaro, se evidencia que:

- La formación geológica encajante de este depósito son las calizas de la formación Amaro y brechas del maestrichtiano.
- La formación geológica menífera es la cubierta laterítica ferro-manganífera con pedernales.
- La formación geológica generadora son pedernales y argilitas con manganeso de la formación Santa Teresa
- La formación geológica formadora son los productos de una corteza ferro-manganífera redepositados en bolsones de calizas cársicas.

Manifestaciones de depósitos de manganeso redepositados, tanto proluvio-deluviales como aluviales también se encuentran profusamente diseminados en Pinar del Río, varios informes conservados en la ONRM como los de número de inventario 37 y 218 los evalúan y caracterizan, a continuación, resúmenes de esos informes.

Información variada sobre minas de manganeso en la parte occidental de Cuba

Inventario: 37

Año: 1957

Autores: Calvache Antonio; Castro Carlos; Deschappelles Luis; González B. E.; Ortega Ros Pablo; Park C.; Wandke Alfred D.

Materia prima: Manganeso

Yacimientos: Aurora, Carmen, Conuco del Tabaco, Cuca, Esperanza, Gramales, Isabela La, Juan Alejandro, Las Pozas, Maria Auxiliadora, Morado, Reyna La, Santa Modesta.

Breve resumen:

Documento con datos técnicos e históricos.

Asunto: Ocurrencias de manganeso en Pinar del Río.

1. Investigación de granzones de manganeso, provincia Pinar del Río

El informe incluye el resultado de las visitas a las denuncias: Cuca, Carmen, Las Acostas y la Mina Santa Modesta, con el objetivo de recolectar muestras de granzones de manganeso para su evaluación.

La ubicación de las denuncias puede ser encontrada en el mapa que se anexa al informe.

Fueron recolectadas un total de 15 muestras y analizadas para manganeso. A pesar de estar alejada de un posible puerto de embarque, la zona Las Acostas es la única que parece alcanzar el grado deseado.

Son anexados al informe otros materiales como fotos de las áreas y el material recolectado, tablas con la descripción de las muestras, resultados, etc.

2. Depósitos de manganeso de Cuba

Se describen de forma general las ocurrencias de granzones de manganeso en *la provincia de Pinar del Río*, siendo estos más abundantes en la ladera norte de los órganos.

Pudo ser establecida cierta correlación espacial de las ocurrencias con las rocas de San Cayetano y las calizas de Viñales. No fue encontrada evidencia alguna para la formación de estas acumulaciones como resultado del intemperismo de rocas ricas en manganeso en el área.

3. Minerales de manganeso: Distribución de los criaderos.

Solo se hace mención a los depósitos de la provincia Pinar del Río, concentrando el trabajo en la zona oriental de Cuba, donde este tipo de depósitos promete tener carácter industrial.

4. Reporte sobre la planta de beneficio para mineral de manganeso cerca de las Pozas, provincia de Pinar del Río.

La mayor parte de los depósitos de manganeso en esta área son clasificados como "misceláneos", lo que se refiere a que no pueden ser separados en grupos determinados como es característicos para la mayor parte de los depósitos de manganeso del territorio cubano.

La planta de beneficio localizada en el área requeriría de una ley superior a 35 % de manganeso para pagar sus gastos. Por otra parte, el mineral de manganeso aquí es muy rico en sílice, lo que requeriría de gastos adicionales en lavado, etc.

Un estudio detallado, en las áreas que relativamente rodean la planta, pudiera revelar contenidos factibles en alguna de las manifestaciones de manganeso no conocidas.

5. Informe sobre la zona manganésifera de "Gramales", "Francisco", "La Legua" y "Las Acostas" en Pinar del Río

Se describe la franja de mineral de manganeso, ubicada en el límite del macizo calcáreo y la serranía esquistosa al oeste de Pinar del Río. Esta franja se extiende 20 km de largo por 2 km de ancho, e incluye las fincas Gramales, Francisco, La Legua y Las Acostas.

La posible génesis del mineral de manganeso que se encuentra en esta franja, se relaciona con la constante denudación de las calizas que conforman el límite sur y que presentan manchas de óxido de hierro y manganeso en los planos de fractura. El mineral es encontrado en los valles que separan a estas rocas de las sierras pizarras del norte, en forma de granallas, granzones, perdigones o como trozos sueltos.

De forma detallada se describen las cuatro zonas o secciones antes mencionadas. Se recomienda un estudio detallado de las calizas para detectar la posible existencia en ellas de algún depósito original de manganeso.

6. Informes sobre los diferentes Yacimientos de Manganeso en Pinar del Río

Se incluyen un total de 17 informes, constituyendo en su mayoría denuncios mineros reportados por el autor. De forma más o menos detallada se describen:

- Denuncio María Auxiliadora: en las cercanías de Sábalo.
- Denuncio Las Cuevas: en las cercanías de Sábalo. Sometido a la actividad minera en años anteriores, con ley de manganeso de 57 %.
- Mina Graiño y Canosa: 3 km al este de la carretera Cabezas-Minas de Matahambre a 7 km de Cabezas. Fueron observadas algunos cientos de toneladas de mineral con ley de manganeso metálico aproximadamente a 22.5 %.
- Denuncio Finca Cocuma: a 3 km de los Acostas. El contenido de manganeso no alcanza el 15 %.
- Afloramientos de manganeso al SE de La Palma: a 8 km de La Palma. Cantidades no comerciales y contenidos relativamente bajos.
- Denuncio María Estrella: a 8 km al sur de La Palma. El contenido de manganeso metálico alcanza cerca de 27.5 %, pero con muy escasas reservas.
- Denuncio Aurora: a 2 km al sur del poblado Las Pozas. Parte del mineral ha sido extraído. La Ley promedio no alcanza el 20 % de manganeso metálico.
- Denuncio La Reina: a 2 km al sur de La Palma.
- Mina de Puertecita: a 3 1/2 km al norte de Viñales. Los trabajos se mantuvieron hasta 1952. El manganeso está alrededor del 40 %.
- Denuncio Ofelia: al SE de Matahambre, a 10 km de cabezas. El afloramiento es de aproximadamente de 1200 pies. La Ley de manganeso alcanza 18.5 %.
- Mina Juan y Alejandro: a 4 km de Cabezas, al oeste de la carretera Cabezas-Matahambre. Los trabajos recién comienzan.
- Finca caliente: a 1 km al Suroeste de Sumidero. Predomina el SiO₂ y los contenidos de manganeso son muy bajos.
- Minas del Pan: a 4 km de Las Acostas a Francisco.

- Prospecto Fincas Camarones: en las cercanías de San Diego de Núñez, Bahía Honda. El manganeso se extrae del suelo calcáreo residual con trincheras de 15 pies de profundidad. Se calculan 30 t extraídas hasta el momento.
- Prospecto al oeste del Pan de Guajaibón: a 1 milla al oeste del Pan de Guajaibón. La ley de manganeso es aproximadamente 12.8 %.
- Denuncio Conuco del Tabaco: a 2 km al este de Las Pozas. Venas de manganeso dentro del miembro silicio de la formación San Cayetano.

7. Informes sobre los yacimientos de manganeso de Pinar del Río. Incluyen 5 informes sobre diferentes denuncios de manganeso en la provincia:

- Mina La Aurora: Consolación del Norte. Antigua mina de la que se han extraído 900 t. de mineral en diferentes períodos.
- Mina los Tres Amigos: Consolación del Norte. No ha sido localizada una cantidad considerable de mineral.
- Mina Ofelia: Barrio Quemados de Pineda. Trabajos de exploración paralizados.
- Mina La Isabela: Bahía Honda. Hasta el momento han sido extraídas 800 t de mineral. No se trabaja en ella.
- Mina La Reina: La Palma. Ley de manganeso en los granzones de 46 %. Han sido extraídas 80 t.

8. Memorándum sobre los diferentes Yacimientos de Manganeso en Pinar del Río.

- Planta de beneficio de manganeso: a 17 km al oeste de Bahía Honda.
- Se realiza una defectación del equipamiento de la planta y se recomienda la incorporación del proceso de flotación al esquema actual que usa la planta.
- Depósito Mercedes: a 20 km de La Palma por la carretera San Andrés. La Ley de manganeso es de alrededor de 35 %, lo que requeriría un proceso de concentración en la planta para llegar a la ley deseada de 44 %.
- Mina Estrella María: a 10 km de La Palma. La ley de manganeso es aproximadamente de 39 %, pero no se observan concentraciones considerables de mineral para ser extraído.
- Compañía Minera Hatuey, propiedades de manganeso cerca de Matahambre. En esta zona se puede apreciar una veta que aflora en superficie y cuya continuación en

profundidad está siendo probada. La ley es de alrededor de 48 % de manganeso. A pesar de ser una posible zona estrecha, el alto contenido de manganeso pudiera avalar su extracción.

Reporte acerca de la región manganífera de Gramales, Francisco, La Legua y Los Acostas (traducción al inglés). Reporte sobre la mina de manganeso Francisca.

Inventario: 218

Año: 1941

Autores: Calvache Antonio; Sherman A. L.

Materia prima: Manganeso

Yacimientos: Francisco; Gramales; Legua La; Trinchera La

Documento con datos técnicos e históricos.

Tipo de documento: Reporte

Asunto: Reporte sobre las manifestaciones de manganeso en la región Gramales, Francisco, La Legua y Los Acostas en Pinar del Río.

Breve discusión del documento

Recoge los resultados del estudio llevado a cabo por el autor en la región de estas manifestaciones de manganeso incluyendo el posible origen de las mismas, la descripción detallada de cada manifestación y el resultado de algunas muestras tomadas como parte del estudio.

Las manifestaciones de manganeso en cuestión se sitúan en el límite de las calizas jurásicas al sur y las formaciones pizarrosas al norte, formando una franja de aproximadamente 85 km. de largo por 2 km de ancho.

El origen del manganeso, según el autor, pudiera ser pneumatolítico-hidrotermal, ligado a su vez con los procesos de erosión de las rocas que inicialmente lo contenían, lo que explica la formación de los depósitos aluviales. Desde el punto de vista genético se compara el área con

la región de Huelva en España.

Zona Gramales: Predominan los depósitos de manganeso aluvial. Los contenidos en superficie alcanzan 14.5% de manganeso metálico, que después de beneficiado por procesos hidromecánicos, pudiera alcanzar 40%, teniendo en cuenta además que en profundidad los contenidos se hacen mayores.

Zona Francisco: Masas lenticulares donde predominan psilomelano, manganita y pirolusita con contenidos de Mn metálico que alcanzan 43.83%. Hay presencia de manganeso aluvial, en menor grado que en Gramales, pero con contenidos en superficie de 29 % de manganeso metálico, fácilmente beneficiable.

Zona La Legua: Las manifestaciones de manganeso se presentan entre grandes capas de elevaciones calcáreas. No fueron realizados estudios detallados, pero la presencia de MnO₂ en los planos de fracturación de las capas de calizas, llevan a pensar que el manganeso pudiera estar contenido fundamentalmente en éstas.

Zona Los Acostas: Se presentan por lo menos 5 afloramientos de manganeso, en su mayoría similares a la zona Francisco y con contenidos de aproximadamente 40 % de Mn metálico. Algunos de los afloramientos son ricos en nódulos de manganeso y las pruebas realizadas muestran contenidos de alrededor de 19 % de Mn metálico.

Como se observa de la información brindada más arriba de las manifestaciones y depósitos de manganeso redepositados en Pinar del Río, se aprecia que, prácticamente, todos están asociados a paquetes de calizas jurásicas y cretácicas y su concentración se vincula con procesos aluviales y proluvio-deluviales de erosión y acumulación del manganeso contenido en aquellas rocas carbonatadas y siliceo-carbonatadas, con una evidente similitud genética, litológica y cronológica con las de los depósitos de Amaro y San Isidro.

CAPÍTULO 9

METALES FERROSOS

YACIMIENTOS Y MANIFESTACIONES DE BAUXITAS

Entre los yacimientos de minerales exógenos útiles de Cuba, los yacimientos y manifestaciones de bauxitas fueron descubiertos sólo en los últimos tiempos. Hace 15 años, prácticamente no se conocía ni siquiera una manifestación de bauxitas a pesar de que, con posterioridad al descubrimiento de los grandes yacimientos de bauxitas de Jamaica, en el territorio de Cuba se emprendieron y llevaron a cabo trabajos de búsqueda.

Las búsquedas más detalladas fueron por el Servicio Geológico de los Estados Unidos en 1943 (Bramlette, 1943). Posteriormente, en 1967 fueron efectuadas búsquedas de bauxitas en las provincias de Las Villas y Camagüey por un grupo de geólogos checoslovacos (Mat'Il, 1967). Las conclusiones elaboradas como resultado de estos trabajos coincidieron en señalar que en Cuba no era posible descubrir grandes yacimientos de bauxitas. Sin embargo, ya en el año 1969, V. M. Kudriatsev y Messina descubrieron y exploraron el primer yacimiento de bauxitas en la región de San Francisco, provincia de Pinar del Río. En ese propio año, por Y.Y. Buguel'skiy y F. Formell Cortina fue establecida la aluminosidad de las cortezas de intemperismo redepositadas en la región situada al norte de la Sierra de Cubitas y en 1971 se descubrieron las primeras bauxitas lateríticas en la región de Quesigua (Quemado del Negro) y el alto de la Clarita en Oriente.

En 1973 E. Guerasimov y E. Saunders confirmaron la presencia de bauxitas lateríticas en la región de Quemado del Negro y obtuvieron datos complementarios. Manifestaciones de bauxitas eluviales fueron descubiertas también por A. G. Cherniajovskiy y L. Peñalver en el Macizo de Pinares de Mayarí, en la periferia norte de Cajalbana y en las montañas de la Sierra Maestra cerca del Pico Bayamesa.

Durante el levantamiento geológico de las regiones septentrional y oriental de Guantánamo en 1979, fueron descubiertas alrededor de 14 manifestaciones de bauxitas (F. Formell, E. Nagy P. Yakus, y otros).

En ese mismo año V. Teleguin descubrió un yacimiento importante de bauxitas en la región de Sierra Azul. En los últimos años se han descubierto nuevas manifestaciones bauxíticas en la región de Punta de Maisí.

Trabajos generales de reconocimiento geológico en todos los yacimientos y manifestaciones bauxíticas de Cuba fueron llevados a cabo por los geólogos húngaros E. Dudich (1976) y E. Szabo (1977).

Actualmente son conocidos en Cuba alrededor de 25 depósitos y manifestaciones de bauxitas. Los materiales que se poseen muestran que los depósitos y las manifestaciones de bauxitas descubiertos se diferencian grandemente entre sí por su génesis y su composición sustancial. De acuerdo con las regularidades genéticas, se pueden dividir en tres grandes grupos.

1. Bauxitas lateríticas, relacionadas con las cortezas de intemperismo residuales sobre rocas de diferente composición.
2. Bauxitas sedimentarias, relacionadas con las cortezas de intemperismo redepositadas sobre la superficie carsificada de calizas de diferente edad y composición.
3. Bauxitas metamórfico sedimentarias

Cada uno de los grupos distinguidos, se diferencian entre sí, por la composición mineral característica de las menas. De esta manera, en el primer grupo predominan las bauxitas de composición gibbsítica, para el segundo es característica la composición gibbsito-goethítica, y para el tercero la composición diásporo-goethítico-hematítica, a veces con bohemita.

BAUXITAS LATERÍTICAS

Las manifestaciones de bauxitas de alta calidad relacionadas con las cortezas de intemperismo de las rocas básicas están distribuidas en la parte nororiental de Cuba en regiones de un relieve de colinas y terrazas en la sierra de Moa.

Las rocas del substrato macroscópicamente consisten en gabros masivos de granos medios, densos, duros, de color gris oscuro, en otros lugares gris verdoso. El peso volumétrico de los mismos es de 2.9 g/cm³. Los gabros están compuestos de plagioclasa cuya cantidad alcanza el 40-45 % y piroxenos monoclinicos hasta el 55-60 % y cantidades insignificantes de olivino y minerales accesorios.

Sobre la superficie de los macizos de rocas básicas se desarrollan cortezas de intemperismo de manto de un color rojo-rosáceo característico, de un espesor promedio de 5-6 m la cual posee una estructura zonal.

REGIÓN DE QUESIGUA

Un corte típico de las cortezas de intemperismo sobre gabros aflora a 2 km al este del río Cayo Guam por el camino de Moa a Baracoa en la región de Quesigua. (fig. 65).

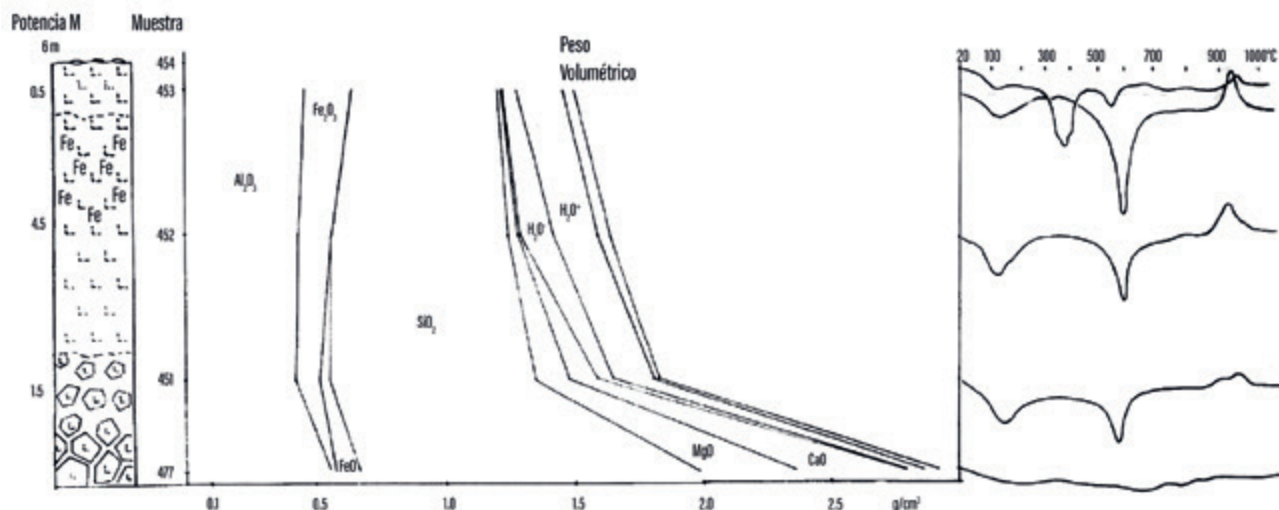


FIG. 65. Perfil Geoquímico de corteza de intemperismo en rocas básicas Región de Quesigua.

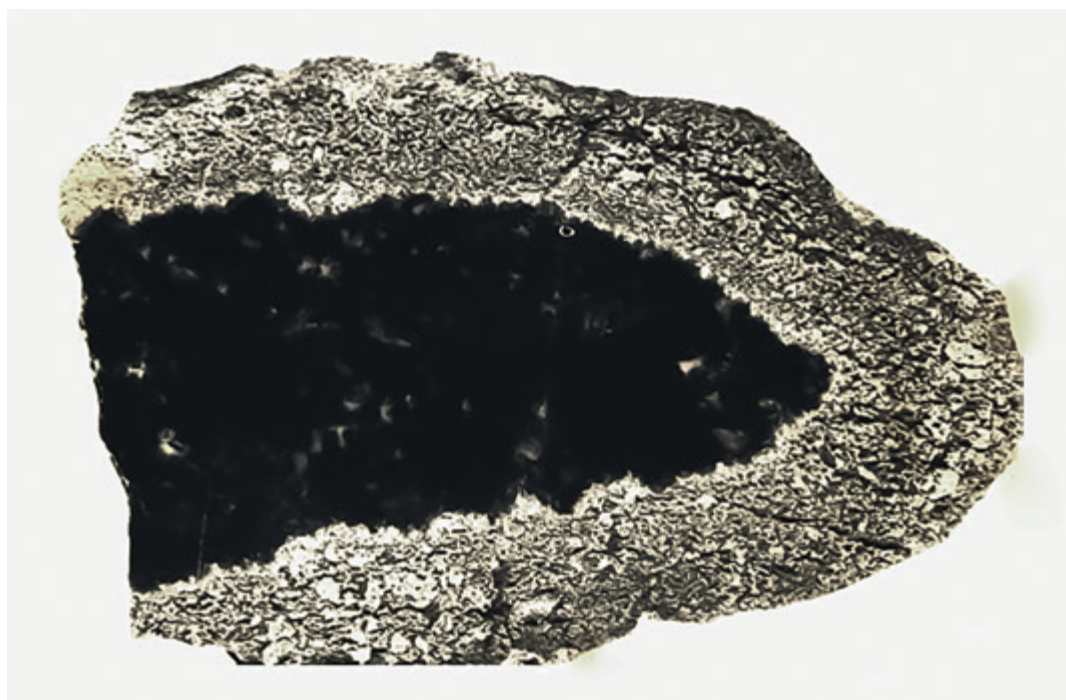
En este lugar de abajo hacia arriba se observan:

1. Gabros lixiviados friables, de color gris claro a veces blanco, otros de color verde claro que conservan las particularidades texturo-estructurales de las rocas madres. Las rocas aparecen intensamente montmorillonitizadas e hidrocloritizadas. El espesor visible del horizonte es de cerca de 2 m.
2. Hacia arriba, yacen arcillas abigarradas con colores rosado-rojizas hasta blancas, de composición caolinítica con contenidos de montmorillonitas. En la parte inferior predominan las arcillas blancuzcas y en la superior las rosadas hasta rojas. Las particularidades texturo-estructurales de las rocas madres son apenas diferentes. El espesor del horizonte es de cerca de 3 m.
3. Encima yace una formación ocroso-arcillosa de color amarillo claro privada totalmente de las particularidades texturo-estructurales de las rocas madres. El espesor del horizonte frecuentemente supera los 0.5 m. En algunos lugares sobre el mismo, se observa un estrato fino (5 cm) de suelo gris. Sobre la superficie de la formación ocroso-arcillosa y en la parte superior del corte se observa una cantidad muy grande de concreciones de hierro aglomeradas en forma irregular, de dimensiones entre 5-10 cm muy parecidas a las formaciones de tipo coraza ampliamente desarrolladas en las cortezas de intemperismo de Guinea. En las secciones delgadas de estas concreciones a menudo se observan finos ribetes y nidos de gibbsita limitados por excreciones de goethita.

En la zona de las arcillas caoliníticas abigarradas se encuentran, frecuentemente, nódulos relictos de gabros frescos en forma de hogaza de un tamaño entre 10 hasta 30-40 cm. En la superficie ellos están cubiertos por una corteza de productos de intemperismo de un espesor de 0.5-3 cm. Al cortar transversalmente los nódulos se observa el gabro duro, fresco, de color gris oscuro sin ningún síntoma de intemperismo, la roca es masiva, densa, de granos medios, compuesta de plagioclasa, piroxenos y una pequeña cantidad de olivino y minerales accesorios metálicos. El gabro, totalmente fresco en el núcleo, se limita en su periferia por una costra fina, friable, blanca, de composición gibbsítica y un espesor entre 0.1-0.3 cm. (Ver fig.66).

La ocurrencia de gibbsita está confirmada por los datos del estudio microscópico, los resultados de los análisis térmicos, la espectroscopía infrarroja y el estudio roentgenográfico. En las secciones delgadas se ve como los cristales de plagioclasa se sustituyen por gibbsita, conservando totalmente las particularidades texturo-estructurales de las rocas madres. Sobre la costra en contacto con los gabros frescos (más hacia la superficie de los nódulos) se desarrolla otra corteza de color crema claro a carmelita claro de 2-2.5 cm de espesor en cuya composición mineralógica predomina la gibbsita, lo cual se confirma por los datos del estudio microscópico y de los análisis térmicos y roentgenográficos. La parte exterior de esta zona pasa gradualmente a un color carmelita rojizo o carmelita condicionado por la presencia de gibbsita. Frecuentemente, las cortecitas finas de goethita de un espesor de 0.1-0.2 cm cubren una camisa continua de gibbsita formada en la parte más exterior del nódulo.

FIG. 66. Costra de gibbsita rodeando al gabro fresco. Región de Quesigua. Escala 1:1



La composición química de las cortezas de intemperismo desarrolladas sobre los gabros se muestra en la tabla 35. El contenido de aluminio alcanza 54.3 % mientras que el contenido de sílice sólo alcanza 1.8 %. El módulo de estas formaciones las permite considerar como bauxitas de alta calidad.

El hallazgo de las primeras muestras de bauxitas condicionales confirma la posibilidad de formación en Cuba de cortezas de intemperismo lateríticas bauxíticas y permite recomendar las regiones montañosas formadas de rocas básicas como objetivos para futuros trabajos de búsqueda.

TABLA 35. Análisis químicos de las alitas y bauxitas laterito-sedimentarias

Componentes	Puerto Rico Región de Florida		Cuba Región de Sierra de Cubitas		Cuba, Yacimiento San Francisco (Kudriatsev)		Cuba, Yacimiento San Francisco (Bugelskiy y Formell, 1974)	Cuba, Sierra de Guaso	Cuba, Sierra de Caujerí	
	Desde	Hasta	Desde	Hasta	Desde	Hasta			Desde	Hasta
SiO ₂	18.7	30.2	20.9	25.6	9.9	24.8	15.7	15.1	17.1	18.5
Al ₂ O ₃	27.2	40.7	29.7	31.8	14.3	42.8	38.1	37.6	42.6	43.5
Fe ₂ O ₃	15.0	18.3	27.1	30.3	19.3	46.4	15.1	25.4	21.9	22.4
TiO ₂	1.3	1.8	0.8	1.1	No Determ		1.4	2.5	2.5	2.7

En esta recomendación es necesario apuntar que las regiones más perspectivas para la búsqueda de bauxitas son aquellas donde se desarrollan cortezas de intemperismo sobre las rocas básicas en condiciones de un relieve aplanado, elevado. Los últimos trabajos de los geólogos soviéticos, cubanos y húngaros confirmaron la existencia en las regiones recomendadas de bauxitas lateríticas de alta calidad, pero lamentablemente solo en forma de corazas tipo hardpan.

En 1981, a 2.5 km al sur de la manifestación de Quesigua, los autores descubrieron una nueva manifestación de bauxitas de alta calidad. La manifestación está representada por un cuerpo en forma de estrato que cubre el macizo de gabro. La superficie del macizo está aplanada y elevada a una altura absoluta de entre 200-300 m. El espesor visible del cuerpo oscila entre 1-1.5 m. Macroscópicamente, las bauxitas están representadas por formaciones ligeras, porosas con una superficie rugosa, cavernosa. El color es amarillo claro; en el corte fresco prácticamente blanco. En la composición mineralógica predomina la gibbsita. El contenido de aluminio alcanza 56 % y la sílice 12.4 %. Para la determinación exacta del espesor real y la amplitud de la manifestación hay que desarrollar un pequeño volumen de trabajos de perforación. Debido a que esta manifestación se encuentra en las inmediaciones del yacimiento niquelífero Cantarrana, los trabajos de exploración pueden realizarse simultáneamente, por eso y teniendo en cuenta los resultados positivos obtenidos se pueden recomendar trabajos complejos de exploración de las menas niquelíferas y las bauxitas.

ALTO DE LA CLARITA

Las bauxitas desarrolladas sobre las rocas sedimentarias- terrígenas son también muy interesantes. La primera manifestación de las mismas

fue descubierta por Buguelskiy Y.Y. y Formell F. en la región del Alto de la Clarita en la Provincia de Guantánamo. (Fig. 67).

Allí, sobre una superficie aplanada, elevada a 400 m, en el talud del camino, cerca del poblado de La Clarita de abajo a arriba afloran:

1. Conglomerados constituidos por cantos de dimensiones entre 0.5-5 cm con variada composición entre rocas ultrabásicas y básicas. Con independencia de la composición de los cantos, ellos se intemperizan ocritizándose y argilitizándose, de tal forma que se desmoronan en las manos. El cemento es arenoso polimíctico. El espesor visible en el afloramiento es de 1.0-1.5 m. (m 461)
2. Arriba yace un paquete de areniscas interestratificadas con aleurolitas y arcillas de un espesor hasta de 3 m. Su color cambia de amarillo blanco hasta rojo oscuro a veces hasta negro (m 462).
3. A continuación, yacen rocas ocrosas arcillosas que conservan la textura de las rocas terrígeno-sedimentarias subyacentes con una pequeña cantidad de concreciones de hierro distribuidas en toda la masa de los ocre. El color de las rocas es rojo carmelitoso. El espesor de la zona es de 1-3 m (m 463). A 50 m al sur el espesor de esta zona aumenta hasta 3-7 m de tal forma que los ocre forman todo el corte visible de la corteza de intemperismo. La cantidad de las concreciones de hierro en la parte superior de la zona aumenta, mientras que las particularidades texturo-estructurales de las rocas madres desaparecen (m 464).

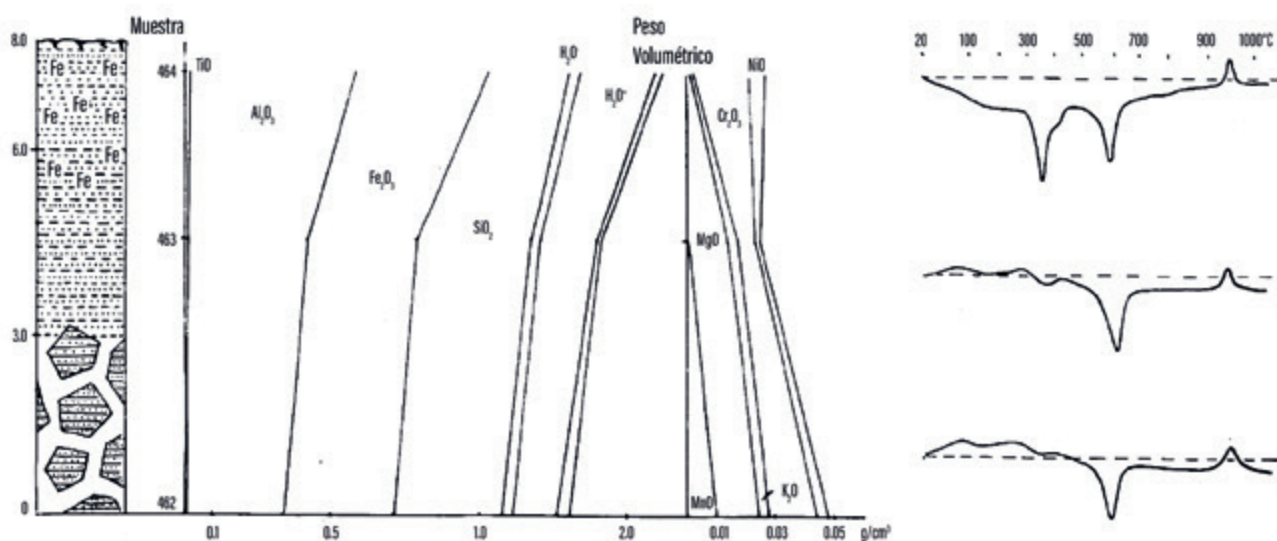


FIG.67. Perfil geoquímico de la corteza de intemperismo de las rocas básicas. Región del Alto de la Clarita

Los análisis químicos de los productos del intemperismo obtenidos de las distintas zonas, muestran un brusco aumento de los contenidos de aluminio, hierro y titanio hacia las zonas finales del perfil de la corteza de intemperismo (tabla 35). Al mismo tiempo se señala una consecuente disminución de los contenidos de magnesio y silicio. En el horizonte de los ocreos inestructuro-texturales el contenido de aluminio aumenta hasta el 34.7 % y la sílice se circunscribe al 16.8 %. Tales contenidos y relaciones aluminio-sílice corresponden a las bauxitas condicionales pobres. En la composición mineralógica predomina la goethita y la gibbsita y en menor cantidad la caolinita. Tomando en consideración que ocreos análogos se extienden desde el corte descrito hasta 2 km de distancia, se puede, preliminarmente, señalar la significación práctica del lugar y recomendar la realización de trabajos de búsqueda.

BAUXITAS LATERÍTICO-SEDIMENTARIAS

Las bauxitas laterítico-sedimentarias están relacionadas con las cortezas de intemperismo redepositadas que están ampliamente distribuidas en Cuba y tienen un gran interés desde el punto de vista de su perspectiva para la mineralización bauxítica.

Las regiones donde se desarrollan estas formaciones poseen muchas regularidades generales coincidentes con las regiones donde se desarrollan los yacimientos de bauxita de Jamaica y Puerto Rico. En estas tres grandes islas del archipiélago de las Antillas Mayores, están ampliamente distribuidos los depósitos carbonatados de edad Terciaria. En el área de las superficies carsificadas de las calizas de la Formación White en Jamaica (1964) y en la formación Lares en Puerto Rico (Hildebrand, 1964) se concentran los mayores yacimientos de bauxitas de estas islas.

En Cuba se encuentran también muchos lugares formados por calizas carsificadas cubiertas por productos de la redeposición de las cortezas de intemperismo de diferentes edades. De ejemplo puede servir la región de San Miguel de los Baños, donde por primera vez Formell F. y Buguelskiy Y.Y., 1972, establecieron la existencia de productos ocrosos redepositados del intemperismo; y también las regiones al norte de la Sierra de Cubitas, al oeste de la bahía de Cienfuegos y al sureste de la sierra del Escambray. En todas estas regiones, los productos redepositados del intemperismo, ocrosos y arcilloso-ocrosos cubren grandes áreas subyacentes por calizas carsificadas no vinculadas genéticamente con ellos. Fig. 68. En casi todos los casos, de acuerdo

con los guijarros relíctos de las rocas madres y la composición de los microcomponentes se puede determinar el lugar de procedencia y las rocas madres sobre las cuales se formaron las cortezas de intemperismo originales. El hallazgo de lateritas alveolares y detríticas en los productos redepositados de las cortezas de intemperismo ha sido señalado por A.G. Cherniajovkiy y L. Peñalver, 1976, en las regiones de Monte Verde y Sagua-Baracoa (Provincia de Oriente), Los Rodríguez (Provincia de Las Villas), en la región de Agramonte (Matanzas), en las colinas septentrionales del macizo de Cajalbana (Pinar del Río) y en Nueva Gerona (Isla de la Juventud).

La región extendida al norte de la sierra de Cubitas sobre una llanura litoral suavemente ondulada, de un área de alrededor de 500 Km² (25x20 Km) es la más interesante y mejor estudiada. La llanura esta formada por depósitos carbonatados de diferentes edades desde el Maestrichtiano hasta el Mioceno, que forman una estructura general anticlinal asimétrica. Las rocas que forman el ala norte del anticlinal buzan suavemente al norte. Este anticlinal fue sometido a procesos de abrasión-denudación y en el presente las alturas absolutas de la superficie de la llanura disminuyen gradualmente desde 200 m en la sierra de Cubitas hasta 5 m al norte, cerca de la costa.

Los depósitos carbonatados están representados por calizas duras, masivas, a menudo de color blanco, a veces crema claro o con una tonalidad verde claro. Las calizas son muy puras, los materiales terrígenos no se observan en ninguno de los afloramientos. La superficie de las calizas esta fuertemente carsificada. Fig. 68. Las dimensiones visibles de los embudos cársicos varían desde 10x15 m hasta 50x75 m en diámetro. La profundidad oscila entre 1-3 m hasta 5-10 m alcanzando a veces hasta 70 m. Sin embargo, es muy difícil imaginar las verdaderas dimensiones de las formas cársicas toda vez que en toda la llanura ellas están cubiertas por un manto potente de formaciones ocrosas. Estas formaciones representan los productos de redeposición de las cortezas de intemperismo que han sido trasladados a la llanura desde el macizo de rocas ultrabásicas que se desarrolla al sur de la sierra de Cubitas. El vínculo de las formaciones ocrosas redepositadas con las cortezas de intemperismo de las ultrabásitas se confirma por la semejante composición de los macro y micro componentes y por la disminución gradual de los contenidos de cromo, níquel, cobalto y manganeso en los ocreos a medida que nos alejamos del macizo de rocas ultrabásicas hacia el norte.



FIG. 68. Bloques sueltos de calizas en la masa de ocre con perdigones.

El espesor de los productos ocrosos en la llanura descrita es frecuentemente de 1.5-2 m. En los embudos cársicos el espesor aumenta hasta 10-15 m a veces hasta 70 m en dependencia de la profundidad de la forma cársica. El contacto de las formaciones ocrosas con las calizas subyacentes es brusco sin ninguna transición gradual. Los ocreos redepositados están representados por formaciones friables, terrosas, de colores naranja hasta rojo vino. Casi siempre ellos contienen cantidades significativas de concreciones de hierro. Según los datos de Bennet y Allison, (1928) la cantidad de estas concreciones alcanza a menudo el 70 % del volumen total de las formaciones ocrosas. Las concreciones frecuentemente están cementadas por hidróxidos de hierro formando terrones y bloques redondeados de entre 10-20 cm hasta 0.5-1 m. No se observa ninguna zonalidad vertical en el perfil de los ocreos y la distribución de las concreciones frecuentemente es uniforme. Sólo en algunos afloramientos se puede observar que en la parte inferior del corte la cantidad de las concreciones de hierro disminuye y los ocreos rojos y rojo pardos pasan a carmelita oscuro y amarillo oscuro con mayores contenidos de materiales arcillosos.

La composición química de los ocreos se muestra en la tabla 35 y recuerda la composición química de las arcillas bauxíticas del yacimiento de Puerto Rico. Los altos contenidos de aluminio en ellos se deben a que los productos de redeposición no solo se formaron a cuenta de la destrucción y ulterior traslado de mantos lateríticos de las rocas ultrabásicas, sino también de rocas básicas situadas al sur del territorio descrito.

En la composición sustancial de las formaciones ocrosas predomina la goethita. La caolinita juega un papel importante lo cual se demuestra por los datos de los análisis térmicos. Al mismo tiempo, los análisis químicos mostraron que no todo el aluminio proviene de las caolinitas, cerca del 10-11 % del mismo se encuentra en estado libre. El estudio microscópico de las secciones delgadas muestra la presencia de gibbsita en forma de finas vetillas transparentes que ribetean los nódulos de goethita. La existencia de gibbsita se confirma también por los datos de los análisis térmicos y de espectrografía infrarroja.

Los resultados obtenidos permiten considerar a las cortezas de intemperismo redepositadas descritas como gibbsíticas. Tomando en consideración las grandes dimensiones de este territorio no está

excluida la posibilidad de que en el mismo se puedan encontrar formaciones cársicas en las cuales pueda haber ocurrido la activa migración de la sílice y la acumulación consecuente del aluminio libre con la formación de bauxitas de balance semejantes a las descritas por Zans, (1964), para Jamaica; Hildebrant, (1964), para Puerto Rico y Mosses y Mitchell, (1964), para Guyana y Surinam.

La posibilidad de ocurrencia de tales yacimientos en Cuba se confirma por los datos obtenidos en la región de San Francisco en la provincia de Pinar del Río. El lugar está formado por una depresión cársica rellena de formaciones ocrosas con concreciones de hierro muy parecida a simple vista a las formaciones descritas anteriormente. El espesor máximo de los ocres en los embudos cársicos alcanza 37 m. En el embudo más grande, a la profundidad de 5.9-13.6 m se encontró bauxita. El contenido de aluminio en ella a menudo es mayor de 2.6 % y a veces aumenta hasta 3.5 %. En la superficie las formaciones bauxíticas están representadas por aglomeraciones de forma irregular de un diámetro entre 2 hasta 5 cm. Bajo el microscopio se observa que ellas están constituidas por concreciones de goethita cementadas por hidróxidos de hierro. El material del cemento está impregnado de gibbsita. La gibbsita también se observa en los oolitos de hierro en el contacto de las capitas concéntricas. El hallazgo de gibbsita en estas formaciones se confirma por los datos de los análisis térmicos y de espectroscopía infrarroja. El contenido de aluminio en ellas alcanza 38.1 % y la sílice el 15.7 %. Considerando que el contenido de sílice ocurre fundamentalmente en forma de cuarzo se puede concluir que la gibbsita alcanza alrededor del 62 % del volumen total de la roca. El alto contenido de aluminio en los productos intemperizados redepositados del yacimiento San Francisco se explica por el hecho de que las fuentes de aporte de los materiales fueron tanto las cortezas de intemperismo desarrolladas sobre los esquistos de la Formación San Cayetano extendidos al sur, como las cortezas sobre las rocas de composición básica que yacen al Este y al Sureste del yacimiento.

A pesar de las pequeñas dimensiones del yacimiento San Francisco, solo el hecho de su existencia tiene una extraordinaria significación; lugares con condiciones geológicas análogas se encuentran en otras partes de la costa norte de Pinar del Río e indudablemente merecen que se les preste atención.

Manifestaciones bauxíticas análogas relacionadas con depresiones cársicas se encuentran en la provincia de Guantánamo, en las mesetas de la sierra de Guaso y la sierra de Caujerí (Coutin, Dudich, Nagy, 1981). Las dimensiones de las depresiones frecuentemente oscilan entre 1-2.5 Km². Las manifestaciones del Alto del Mango, La

Prenda y Naranjal son las más interesantes. En estos tres lugares se encuentra distribuida la formación Yateras constituida por calizas carsificadas. Macroscópicamente los rellenos cársicos están representados por materiales ocroso-arcillosos de color rojo, amarillo rojizo, a veces con concreciones de hierro. El contenido de aluminio oscila entre 37.5 hasta 43.5 % y la sílice varía entre 2.0 hasta 2.5 %.

En la composición mineralógica predomina la gibbsita y la goethita en cantidades variables. En la región de Caujerí, el principal mineral portador de aluminio es la bohemia mientras que la gibbsita tiene una importancia subordinada.

Los análisis químicos de las muestras de estas manifestaciones bauxíticas se muestran en la (tabla 35).

Otras manifestaciones de bauxitas relacionadas con las cortezas de intemperismo redepositadas de carácter perspectivo se encuentran en la región de Rodas, extendidas hacia el oeste de la bahía de Cienfuegos. Allí hay una llanura constituida por calizas carsificadas cubierta por productos intemperizados ocrosos y redepositados. En el mapa de la distribución del carso confeccionado por A. Nuñez Jiménez, se muestra la existencia en esta región de amplios valles cársicos sin drenaje muy favorables para la acumulación de materiales friables intemperizados. En algunos lugares, estos materiales están representados por los productos de redeposición de las cortezas residuales de tobas de composición media. El análisis de las muestras confeccionadas por Mat'l, 1976 mostró un contenido de aluminio del 38.3 %. Perspectivas análogas existen en la región de Ciego de Avila.

Los materiales expuestos permiten considerar que en Cuba hay muchas posibilidades de descubrir yacimientos de menas aluminicas del tipo la-terítico-sedimentario.

BAUXITAS METAMÓRFICO-SEDIMENTARIAS

Las bauxitas de este tipo fueron descubiertas por V. Teleguin en 1976 en la parte nororiental de la provincia de Pinar del Río, en la articulación de las sierras del Rosario y de los Orgános, municipio de Bahía Honda. El área de distribución de las bauxitas son los piedemontes septentrionales de los mogotes de Pan de Guajaibón, sierra Azul y sierra Chiquita que están elevados entre 300 y 600 m sobre el nivel del mar.

Los mogotes están constituidos por calizas de estratos gruesos que buzcan como promedio entre 30°-45° NW y a veces alcanzan 60°.

Las laderas y los piedemontes de estos mogotes están formados por derrubios proluvio-deluviales de bauxitas y calizas. La red fluvial la

constituyen una serie de arroyos intermitentes. El clima es tropical con dos estaciones anuales: húmeda y seca. Las precipitaciones promedio anuales alcanzan 1 600-1 800 mm/cm²/año.

En el Pan de Guajaibón se registran 2000 mm o más. La temperatura media anual es de 26° C, siendo la media de enero 21° C y la de agosto 28° C. El área de distribución del yacimiento se encuentra situada en la zona de articulación de las zonas estructuro-faciales Bahía Honda y Guaniguanico. La región posee rocas de facies carbonatado-terígeno-silícicas de edad Cretácico Albiano-Cenomaniano, rocas terrígenas y turbídico-olistostrómicas del Paleógeno y sedimentos Cuaternarios entre las cuales se encuentran las bauxitas.

Los trabajos de búsqueda llevados a cabo en 1978 permitieron distinguir tres tipos genéticos de bauxitas industriales:

1. Primarias
2. Eluvio-deluviales
3. Aluviales

Según los datos de V. Driga, las bauxitas primarias están relacionadas con las calizas Cretácicas de la Formación Guajaibón y yacen a lo largo del contacto entre las calizas gris oscuras (Serie Superior) y gris claras (Serie Inferior). Ellas se encontraron durante la conformación de algunos perfiles de búsqueda, sin embargo, en ningún caso se cortó un

horizonte bauxítico de extensión apreciable. Por ejemplo, en el Perfil 6 aflora un bloque de bauxitas de color rojo pardo a rojo cereza que se extiende en dirección sublatitudinal 80 m y está limitado por dislocaciones tectónicas, en otras palabras, el bloque tiene un límite brusco. El espesor visible es de 4-6,5 m y se extiende en forma inclinada hacia abajo descubriéndose a la profundidad de 12 m en un pozo criollo. El cuerpo de bauxitas aflora en el contacto entre las calizas grises oscuras y grises claras, el ángulo de buzamiento alcanza 60° en dirección NNO. A partir de los 9 m se observan procesos de carbonatización y cloritización. A mayor profundidad un pozo que buscaba la continuación del cuerpo, no cortó bauxitas.

Un cuerpo menífero análogo fue encontrado en el perfil 90. El afloramiento está representado por cantos redondeados de bauxitas de colores rojo amarillento que forman una pequeña elevación de 50 m de largo por 25 m de ancho, de dirección sublatitudinal.

Los elementos de yacencia son de 305°/75°. Se perforaron 3 pozos a lo largo de la dirección del cuerpo buscando cortarlo. Dos pozos cortaron los contactos entre las calizas claras y oscuras, pero no alcanzaron bauxitas. El tercer pozo (No 22) cortó un estrato de bauxita a la profundidad de 9 m el cual tiene un espesor de 0.9 m de la bauxita de color pardo marrón con estructura pisolítica-oolítica y el "estrato" al igual que en el caso anterior, se limita por dislocaciones tectónicas.

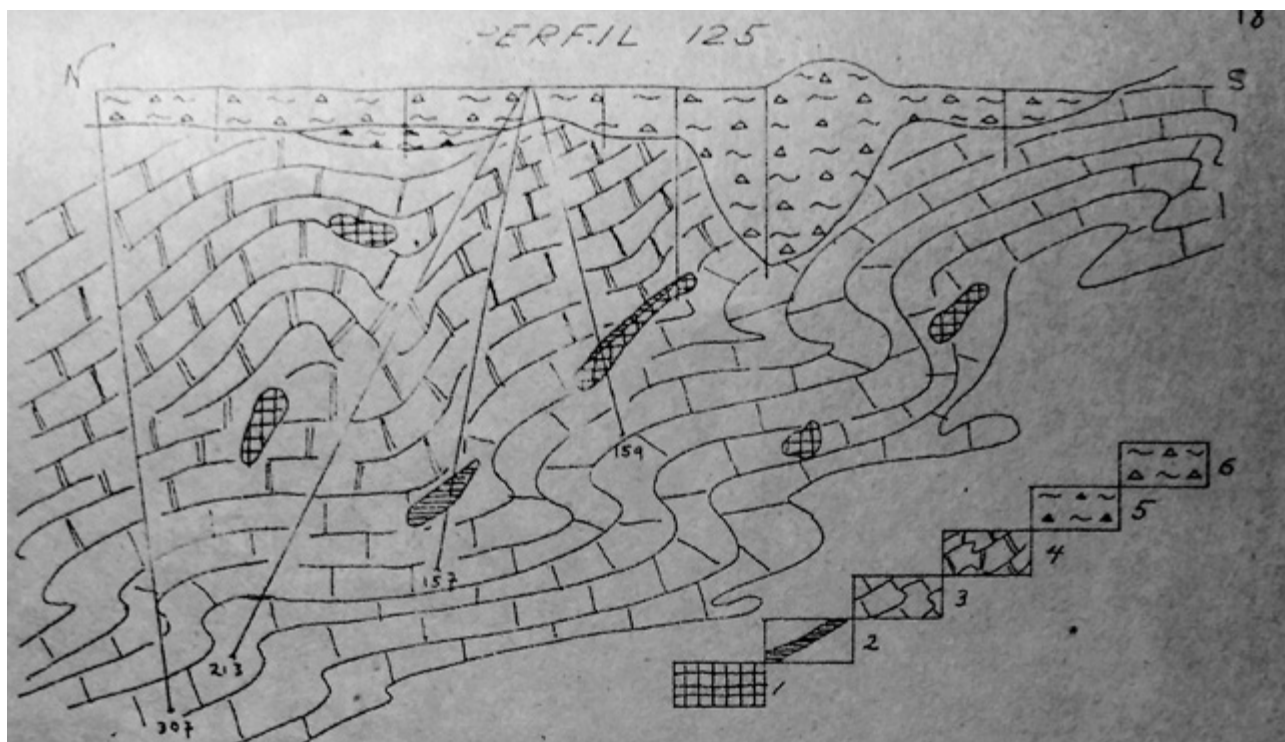


FIG. 69. Perfil esquemático del yacimiento Sierra Azul según los datos de V. Driga.

1-Bauxitas rojas, diásporo-goethito-hematíticas, 2. Bauxitas grises, arcillosas boehmito-diasporo-caoliníticas, 3. Calizas grises claras, 4. Calizas grises oscuras, 5. Depósitos arcillosos proluvio-deluviales con cantos duros de bauxitas en una cantidad del 40-60% del volumen total, 6. Depósitos arcillosos proluvio-deluviales con cantos de bauxitas entre 20-40%.

El mayor cuerpo fue descubierto durante el perfil de búsqueda 125. Su descripción es la siguiente según Driga y otros, (1978):

En la superficie aflora un bloque de bauxitas de color rojo cereza a pardo en una pared. La altura de la pared es de 7 m, su ancho es 15-20 m y el largo es de 100 m. La dirección es de 80° y el buzamiento de 55° -60° al norte. El espesor visible de la bauxita es entre 3,5 hasta 23 m. Las bauxitas yacen en el contacto entre las calizas gris oscuro y gris claro. En la profundidad el espesor de las bauxitas se reduce bruscamente y el cuerpo menífero se acuña.

Sobre la base del estudio de los testigos de los pozos, V. Driga distinguió 2 tipos de bauxitas:

1. Bauxitas rojo cereza, las cuales tienen una textura pisolítico-oolítica, son duras, muy pesadas, densas, yacen justo sobre las calizas claras con un contacto brusco, sin paso gradual. En el propio contacto solo se observa un fino estrato de arcillas. En la composición mineralógica de estas bauxitas predomina la diáspora, hay un poco de gibbsita y además hematita, goethita y otros hidróxidos de hierro. La composición química de las bauxitas es Al_2O_3 , 54-58 %, SiO_2 2-6 %, Fe_2O_3 , 25-30 %, módulo 12-25.
2. Bauxitas grises, compactas, duras, piritizadas, que yacen directamente sobre las bauxitas rojas o sobre las calizas gris claras. El espesor de estas bauxitas es de entre 0.2 hasta 3,5 m. En general, el tamaño de estos cuerpos no es significativo. La composición química de las bauxitas grises es de Al_2O_3 , 46 % y SiO_2 , 16-21 %; el contenido de azufre es elevado de 8-12 % debido a una intensa piritización secundaria.

El análisis de las regularidades morfológicas de los cuerpos meníferos enumerados anteriormente permiten considerar que los materiales descubiertos por las excavaciones no son bauxitas primarias sino relicticas conservadas en forma de bloques aislados en las calizas también sometidas a intensos movimientos y trituración tectónica.

La formación de las bauxitas primarias comenzó con toda probabilidad en el Cretácico cuando sobre la superficie carsificada de las calizas claras de la formación Guajaibón se redepositaron productos de la corteza de intemperismo laterítica de las rocas básicas. Estos productos procedían de áreas más elevadas situadas al sur de Sierra Azul en el área de desarrollo del arco de islas volcánicas del Cretácico. No está excluida la posibilidad de que parte de los productos intemperizados

fueran acarreados a las superficies carsificadas en forma de materiales arcillosos y continuaran intemperizándose hasta las bauxitas sobre las calizas carsificadas tal y como proponen una serie de investigadores para las bauxitas de Jamaica. En todos los casos, la composición mineralógica de estas bauxitas primarias fue con toda probabilidad, gibbsítica.

Después de la deposición de las bauxitas ocurrió un energético hundimiento del territorio que condujo a la erosión parcial de las bauxitas y a su cubrimiento por un paquete de calizas grises oscuras también de edad Cretácico. El color de estas últimas pone de manifiesto la gran cantidad de material orgánico existente en la cuenca de deposición lo cual permitió el desarrollo de procesos secundarios en la parte superior del cuerpo de bauxitas. Un testimonio de lo anterior lo constituye la intensa piritización señalada, la que habla de los procesos de reducción ocurridos.

Posteriormente, durante los intensos movimientos tectónicos, fundamentalmente horizontales del eoceno medio, las bauxitas gibbsíticas fueron intensamente dinamometamorfizadas cambiándose su composición a diásporo-boehmita. Los cuerpos originales de bauxitas fueron fragmentados en bloques de diferentes dimensiones y fueron trasladados junto con las masas de calizas a grandes distancias en dirección norte-sur; se destruyó así el yacimiento original primario de las bauxitas formándose un verdadero melange bauxítico en la masa de las calizas cretácicas emplazadas asimismo alóctonamente en forma de grandes escamas al sur de su yacencia original.

Durante el Neógeno y el Cuaternario y hasta nuestros días transcurrió el proceso de erosión de las calizas favorecido por un clima tropical con abundantes precipitaciones que propicia una intensa disolución y lavado de las calizas y que permite el afloramiento de los bloques de bauxitas embebidos en aquellas, más estables y por tanto más resistentes a la acción de la erosión, los cuales se acumulan bien como proluvio en las laderas de los mogotes, o como deluvio en los piedemontes de estos o finalmente como aluvio a lo largo y a ambos lados de los cauces de los ríos y arroyos que drenan la región al norte y al sur.

Tomando en consideración los razonamientos anteriores acerca de la historia del desarrollo geológico de la región, nos parece conveniente dividir las bauxitas del yacimiento Sierra Azul en 3 tipos genéticos de importancia industrial:

1. Relictos de las bauxitas primarias
2. Acumulaciones proluvio-deluviales
3. Acumulaciones aluviales

Las bauxitas del primer grupo son las de más alta calidad, sin embargo, su búsqueda se complica por la elevada dispersión de bloques relictos y la falta de regularidades generales de su distribución. Al mismo tiempo, la difícil accesibilidad del lugar debido a la existencia de laderas de fuertes pendientes dificulta grandemente la ejecución de los trabajos de búsqueda y exploración. Estas condiciones influyen decisivamente en las posibilidades de explotación de los cuerpos descubiertos y, por tanto, se disminuye su valor industrial.

Las bauxitas del segundo grupo genético son las que tienen actualmente el mayor interés práctico. Ellas se distribuyen en una franja estrecha a lo largo de los piedemontes septentrionales de Sierra Azul, Pan de Guajaibón y Sierra Chiquita. El ancho de esta franja no es mayor de 1-2 Km. Las mayores concentraciones de bauxitas coinciden con las depresiones cárnicas distribuidas en la franja. Actualmente han sido delimitadas y exploradas 12 depresiones. Sus dimensiones son muy variables y su profundidad puede alcanzar hasta 27 m. Los depósitos bauxíticos proluvio-deluviales están representados por arcillas cuaternarias de color rojo que contienen numerosos bloques y cantos de bauxitas. El espesor es variable entre 2.5-27 m en dependencia de la existencia o no de depresiones cárnicas. La relación entre los materiales bauxíticos y arcillosos en los depósitos deluviales es muy variable y oscila entre 5-10 hasta 40 y 60 % alcanzando a veces el 80-100 %.

Las cantidades mínimas de cantos de bauxitas en los cuerpos meníferos son del 10 %. Las dimensiones de los cantos y bloques de bauxitas también son variables, desde 0.5-1 cm hasta 2.5-3 m. Los tamaños medios de los cantos son de 25-30 cm.

Las bauxitas son rocas duras, densas, de colores rojo pardo hasta rojo cereza. La textura de la roca es frecuentemente pisolítico-oolítica, a veces oolítica y más raramente psamítica o pelítica. La composición química de las bauxitas proluvio-deluviales es muy parecida a la de las bauxitas del primer tipo. Los contenidos de Al_2O_3 en ellas oscilan entre 52-56 %, alcanzando a veces 61 %. El contenido de sílice es de 2.6 % pero frecuentemente disminuye hasta 0.8-0.9 %. El Fe_2O_3 como en las bauxitas del primer tipo oscila entre 25-30 %.

Las bauxitas aluviales se extienden también preferentemente a lo largo de las premontañas septentrionales de colinas suaves en una franja mucho más ancha que alcanza hasta 7 km de distancia de los mogotes. Ellas están representadas por cantos rodados y guijarros que forman pequeños cuerpos de escaso espesor (1-1.5 m).

El tamaño de los cantos y su cantidad en los materiales aluviales disminuye a medida que se

alejan de los mogotes, pero al mismo tiempo aumenta su grado de redondeamiento y de pulido superficial. Los cantos de bauxitas son carmelita oscuros a pardo oscuros. En la superficie pulida se observa a veces la textura psamítica. La composición química es muy parecida a la composición de las bauxitas proluvio-deluviales. En la composición mineralógica también predominan la diáspora, la hematita y la goethita.

De acuerdo con el tipo de asociación mineral predominante se propone dividir las menas bauxíticas del yacimiento Sierra Azul en dos tipos de formaciones meníferas:

1. Menas de la formación diásporo-boehmítico-goethítica
2. Menas de la formación boehmito-diásporo-caolinítica con pirita.

Las menas de la formación diásporo-boehmítico-goethítica constituyen las menas principales del yacimiento tanto por su calidad como por su abrumadoramente superior volumen de distribución. Estas menas están constituidas por bauxitas litificadas, duras, densas, de color rojo marrón a rojo cereza, de textura variable pisolítica-oolítica, psamítica hasta pelitomórficas. Los pisolitos y oolitos aparecen cementados por una matriz pelítica compuesta de óxidos e hidróxidos de hierro, bohemita, diáspora, caolinita, y otros minerales arcillosos. Los oolitos varían como regla entre 1-3 mm, se encuentran también pisolitos de mayores dimensiones 6-8 mm, pero son más raros. La forma de los oolitos es redondeada, ovalada o elipsoidal compuestos por anillos concéntricos. La composición mineral de los oolitos es una mezcla compleja donde predominan la diásporo-boehmita y la goethita y la goethita-hematita. Estas bauxitas aparecen frecuentemente agrietadas, diaclasadas en un sistema regular de tres ejes. Las grietas están rellenas por boehmita-diáspora mezcladas con óxidos e hidróxidos de hierro.

A veces las cantidades de pisolitos y oolitos, así como de fragmentos detríticos, disminuyen sustancialmente y la textura de las bauxitas pasa a ser esencialmente pelitomórfica; en estos casos los escasos oolitos que se observan son muy pequeños y no superan 1 mm de diámetro.

La composición química de estas menas es bastante estable variando en límites cercanos entre sí. El aluminio presenta valores entre 57.8-55.9 %, siendo el promedio de 56.9 %, la sílice varía de 1.82-8.9 %, siendo el promedio de 5.3 %, el hierro por su parte, varía entre 26.05 y 17 %, siendo su promedio de 21.5 %; por último, el TiO_2 oscila entre 2.77 y 2.94 % y su promedio es de 2.66 % (tabla 36).

TABLA 36. Composición química promedio y mineralógica de las bauxitas de los yacimientos Sierra Azul y Pan de Guajaibón

Formación Menífera	Yacimiento	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	S	Composición Mineralógica
Diásporo-Hematítico-Goethítico	Sierra Azul	56.92	5.3	21.5	2.66		Diáspora, boehmita, goethita, hematita, minerales arcillosos
	Pan de Guajaibón	52.53	1.41	30.81	2.78		Diáspora, boehmita, goethita, hematita, Minerales arcillosos
Boehmito-Diásporo-Caolinítica	Sierra Azul	42.46	16-21	-	-	8-12	Boehmita, diaspora, caolinita, minerales arcillosos, pirita.

Las menas de formación boehmito-diásporo-caolinítica con pirita tienen importancia muy subordinada debido a su escasa distribución en el área del yacimiento y su menor calidad; ellas están representadas por bauxitas litificadas muy porosas, de color general gris blanquizco con tonalidades violáceas y manchas amarillas y rojas pardas lo que les da a veces un aspecto abigarrado.

Toda la masa tiene una textura pelitomórfica de color gris. La composición mineralógica de estas menas es boehmita, diaspora, caolinita, frecuentemente con pirita; a veces se observa una pigmentación de óxidos e hidróxidos de hierro. La masa contiene numerosos oolitos muy finos, menores de 1 mm en diámetro. Los oolitos presentan la misma composición que el cemento y tiene una estructura simple boehmito-diásporo-caolinítica. En la composición de las menas entra una cantidad bastante considerable de pirita. Toda la roca presenta numerosas grietas orientadas en muchas direcciones, las grietas están rellenas por óxidos e hidróxidos de hierro con boehmita diaspora y caolinita. La composición química de estas menas presenta una disminución de los contenidos de aluminio a cuenta de una elevación del contenido de sílice, a causa de un más elevado contenido de caolinita en las mismas. Los contenidos de los componentes principales de estas menas se presentan en la tabla 35.

Las regularidades de la formación de los yacimientos y manifestaciones de bauxitas vinculadas

con las cortezas de intemperismo en sentido general coinciden con las regularidades establecidas para los yacimientos ferro-cobalto-niquelíferos. Las diferencias estriban principalmente en la composición de las rocas madres. La condición indispensable para la formación de productos con alto contenido de aluminio es la presencia en el sustrato de rocas aluminosilicatadas. El intemperismo de las mismas transcurre bajo la influencia de los mismos factores que regulan el intemperismo de las rocas ultrabásicas que conduce a la formación de las cortezas de intemperismo níquelíferas y de los yacimientos a ellas vinculados.

En sentido general, las condiciones de formación de los yacimientos de bauxitas y de níquel determinan regularidades análogas en su distribución. Por eso; los criterios de búsqueda de yacimientos de níquel pueden ser utilizados también para la búsqueda de bauxitas. La utilización de estos criterios permitió a los autores descubrir en Cuba las primeras acumulaciones de bauxitas lateríticas de alta calidad.

La formación de bauxitas metamórfico-sedimentarias transcurrió en condiciones mucho más complicadas y exigió un período mucho más prolongado de tiempo, por lo tanto, el esclarecimiento de las condiciones de formación y las regularidades de su distribución solo se puede lograr utilizando un amplio complejo de métodos geológicos y llevando a cabo necesariamente investigaciones regionales estructuro-tectónicas y metalógicas.

CAPÍTULO 10

METALES PRECIOSOS

Los metales preciosos son el tercer tipo de mineralización exógena que ocurre en Cuba. Esta mineralización está asociada a varias zonas estructuro-metalogénicas, principalmente al margen continental septentrional y a la corteza oceánica, pero también pueden encontrarse dentro de las zonas de los arcos volcánicos del Cretácico y del Paleógeno.

Dos tipos formacionales de depósitos exógenos de metales preciosos pueden ser distinguidos:

1. Residuales, en cortezas de intemperismo (sombrosos de hierro) con Au y Ag dentro del margen continental septentrional.
2. Placeres de Au dentro de varias zonas estructuro-metalogénicas, principalmente de la corteza oceánica y también dentro de las zonas de los arcos de islas volcánicos del cretácico y el paleógeno.

Del primer tipo formacional puede señalarse como ejemplo el depósito **Castellano**. Este depósito consiste en una corteza de intemperismo intensamente oxidada (sombroso de hierro) desarrollada a partir de la mineralización primaria de sulfuros masivos con Au. Otros ejemplos de cortezas de intemperismo con mineralización residual de oro y plata también se desarrollan en la zona estructuro-metalogénica del margen continental septentrional, siempre asociados a la fuerte oxidación de menas de sulfuros masivos primarios.

El segundo tipo formacional lo constituyen los placeres de Au que se desarrollan en varias zonas estructuro-metalogénicas. El ejemplo escogido es el depósito de **Los Lirios** que se desarrolla en las terrazas del río del mismo nombre dentro de la zona estructuro-metalogénica de la corteza oceánica, sub zona Auras. En otros muchos lugares hay acumulaciones de placer de metales preciosos dentro de otras zonas estructuro-metalogénicas

TABLA 37. Tipos de análisis realizados.

Análisis mineralógico parcial y completo para oro		
Métodos Geofísicos		
Métodos	Cantidad	Precisión
Magnetometría	2.031 km	+_14.5 nT
Sev	211 PF	6.1 %

LOS LIRIOS

La información que se posee sobre el depósito aurífero de placer Los Lirios proviene del informe sobre la ejecución de los trabajos de prospección detallada Oro Placer Los Lirios. inventario 4147, año 1992, que se reproduce parcialmente a continuación:

Se ofrece la información integra contenida en el informe, a excepción por razones obvias, de los datos referidos a las reservas calculadas, finalmente se realiza el análisis metalogénico correspondiente a ese depósito.

Objetivos de los trabajos. Conocer la extensión de las terrazas y sus elementos, comprobar que la existencia de acumulaciones ricas en oro se depositan en la parte de los sedimentos gruesos compuestos por gravas, arenas y guijarros; estudiar las variaciones de los contenidos de oro en las capas superiores de las terrazas, investigar el comportamiento de los contenidos de oro en los sedimentos friables compactos y en los sedimentos sueltos, delimitar los diferentes tipos de horizontes acuíferos para facilitar su evaluación económica, así como conocer la posición de la fuente de suministro del material acuífero y evaluar la cantidad de oro existente en el placer.

LEVANTAMIENTO GEOLÓGICO

Se realizó a través de los itinerarios geológicos a lo largo de perfiles proyectados para los pozos de perforación, estas marcharrutas se realizaron a escala 1: 10 000 (con toma de muestras cada 100 m). También se investigaron áreas periféricas a las proyectadas, que comprendían situaciones geomorfológicas favorables para la formación de terrazas y paleocauces.

Pozos criollos. Estaban planificados, pero por la paralización de los trabajos no pudieron realizarse, se utilizó la información de los trabajos realizados de los años 1971 - 1973.

Pozos: 87 pozos. Profundidad media (4.00 m) y profundidad máxima (8.50 m).

TIPOS DE MUESTREOS

Muestreo de jaguas naturales, por fragmentos de testigo en aluvio (esto es lo conocido por jaguas artificiales), muestreo de jaguas naturales.

ESTRATIGRAFÍA

Están presentes las formaciones de las estructuras plegadas de la cobertura, del arco de islas volcánico, la asociación ofiolítica y los sedimentos aluviales cuaternarios.

Asociación ofiolítica (J₃ - K₁). Peridotitas serpentizadas, harzburguitas, dunitas, las cuales forman elevaciones alargadas y determinan la estructura orientada de toda la región, aparecen gabros, microgabros, doleritas en forma de grandes y medianos bloques dentro de la serpentinita.

Fm Iberia (K₁ (ap) - K₂ (cp) Ib). Basaltos, basaltos afíricos, en algunas partes basaltos amigdaloidales y basaltos olivínicos, ellos aparecen intercalados con hialoclastitas, aglomerados, tobas vitroclásticas, cristaloclasticas, tufitas y frecuentemente con sedimentos vulcanomícticos graduales.

Fm Sao Redondo K₂ (cp-m) Sr. Sedimentos vulcanomícticos de composición básica y media generalmente mal clasificados, poco redepositados. Predominan las calizas pelágicas y semipelágicas.

Fm. Tinajita K₂ (cp - m) Tn. Constituida por calizas blancas, blanco - grisáceo, amarillo blancuzcas, organodetríticas, facies arrecifal.

El horizonte inferior de los sedimentos aluviales está constituido por un material areno arcilloso con gravas guijarros y cantos rodados con una potencia aproximada de 2 m, capa de conglomerados. El horizonte superior constituido por un material arcilloso arenoso.

TECTÓNICA

Desde el punto de vista tectónico, representa una estructura constituida por mantos tectónicos imbricados, estructuras plicativas, disyuntivas y agrietamientos. El conjunto de estructuras disyuntivas tanto principales como secundarias constituyeron los conductos principales para el establecimiento de la mineralización de origen hidrotermal.

ROCAS ENCAJANTES

Conglomerados, conglomerados fuertemente litificados, arenas con gravas, guijarros y arcilla arenosa.

CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS

Forman lentes, tabulares e irregulares, en ocasiones discontinuos.

Primer cuerpo mineral I. Longitud de 3950 m y un ancho que oscila en la parte más estrecha alrededor de 40 m y en la parte más ancha hasta 430 m, con una profundidad de yacencia que oscila entre 0 y 5 m.

Segundo cuerpo mineral II. Longitud de 425 m y un ancho que oscila en la parte ancha 100 m y en las más estrecha hasta 75 m con una profundidad de yacencia de 0 m.

Tercer cuerpo mineral. Longitud aproximadamente 420 m y un ancho de 15 m en la parte mas estrecha y en la parte más ancha hasta 100 m, con una profundidad de yacencia que oscila entre 0 y 3 m.

Cuarto cuerpo mineral. Longitud de 900 m y un ancho en las partes mas estrechas de 50 m y en las partes mas anchas de 140 m con una profundidad de yacencia de 0 - 4 m aproximadamente.

Complejidad geológica. Complejidad media

Tipo Genético. Desde el punto de vista genético se puede ubicar dentro del tipo de placeres aluviales, formado por material aluvial acarreado por el río Los Lirios, a partir de la erosión y transporte de los detritos de las diferentes formaciones por donde atraviesa.

PROPIEDADES FÍSICAS DE LAS ROCAS ENCAJANTES

El campo magnético positivo disminuye con la presencia de conglomerados, en dependencia del espesor y compactación de los mismos varían los valores de resistividad de 18 ohm - m a 98 ohm -m.

RESULTADOS DE LAS INVESTIGACIONES REALIZADAS

Hidrogeología. De los 87 pozos realizados solo 3 contienen agua oscilando el nivel freático de 5.35 - 8.25 m. La cota del nivel del agua subterránea se encuentra entre los 42.92 - 60.70 m, cuyas variaciones están en dependencia del relieve. Las aguas generalmente son del tipo hidrocarbonatadas - cloruradas - magnesianas - cálcicas, en ocasiones sódicas, el PH varía entre 7.3 y 7.6. La mineralización menor de 1 g/l. Los pozos que se cubetearon (perforación, campesinos) se abatieron sin recuperar el nivel inicial (a excepción del PC - 4).

Complejidad hidrogeológica sencilla, la presencia del agua depende de las precipitaciones atmosféricas. Las aguas superficiales las forman las aguas del río Los Lirios que en períodos poco lluviosos se secan, corriendo intermitentemente para formar charcos en ocasiones.

CALIDAD DE LA MATERIA PRIMA

Mineralogía. Los minerales formadores de rocas están representados en su mayor parte por piroxenos, plagioclasas, anfíboles y en menor cantidad micas. Los minerales accesorios o acompañantes de la mineralización son: circón, rutilo, prehnita, esfena, granate, apatito, epidota, anatasa, corindón, pirita, plomo, minerales de cobre y esfalerita.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- Las acumulaciones ricas en oro se depositan en la parte inferior de los sedimentos gruesos compuestos por arenas, gravas y guijarros.

- El río atraviesa las rocas de la formación Iberia y del complejo ofiolítico, estando compuestos estos sedimentos por cantos, arenas, gravas y guijarros provenientes de estas rocas, por lo que aparece en las jaguas mineralización de magnetita, anfíboles, piroxenos, cromitas, etc.

- La mayor concentración de oro se da en la fracción fina de la clase < 0.1 mm.

- El color predominante en los granos de oro es el amarillo latón y la forma de los granos es, poco rodados.

- Los granos de oro se observan con menor frecuencia en las muestras de jaguas de cauce y terrazas.

- El contenido del componente útil (Au) oscila desde los pocos signos hasta 4.192 g/m³ para un contenido promedio de aproximadamente 0.156 g/m³ para todo el yacimiento.

- Teniendo en cuenta los resultados de los trabajos hidrogeológicos recomendamos comenzar los trabajos de explotación del yacimiento por las partes más elevadas y alejadas del río; ya que la más cercana a lo largo de todo su lecho se puede utilizar como barrera para evitar la penetración del agua y los trabajos deben realizarse preferentemente en épocas de seca.

- Se recomienda la toma de una muestra tecnológica antes de una futura explotación para precisar las propiedades tecnológicas de las menas.

- En caso de una explotación inmediata, ésta se debe hacer por bloques previamente seleccionados con un mayor detalle, utilizando para ello labores mineros.

El depósito de Los Lirios se encuentra situado en la zona estructuro-metalogénica de la corteza oceánica dentro de la subzona Auras.

- La formación menífera es la aurífera de placeres, es una mineralización nativa diseminada, contenida en cuerpos irregulares, alargados, distribuidos en las terrazas fluviales del río Los Lirios, genéticamente son acumulaciones proluvio-aluviales concentradas por procesos de erosión, lavado, transporte y redeposición de mineralización aurífera primaria de origen hidrotermal en ultrabasitas.
- La época metalogénica de formación es el Cuaternario.

- La formación geológica menífera encajante son las arenas, guijarros y cantos rodados de las terrazas fluviales del río Los Lirios.
- La formación geológica generadora son las rocas ultrabásicas de la región de Holguín.
- La formación geológica formadora, es probablemente la mineralización aurífera hidrotermal en diques de dioritas y dioritas cuarcíferas en las ultrabasitas.

CASTELLANO

El depósito aurífero de Castellano está ubicado en la zona estructuro-metalogénica del margen continental septentrional dentro de la sub-zona Guaniguanico. La información que se posee proviene del "Informe Exploración Detallada de las menas redepositadas del yacimiento Oro Castellano. Inv 5106, año 2000". El cual se reproduce a continuación.

En términos de la geología existente, el yacimiento Castellano es uno de los yacimientos de sulfuros masivos con Pb/Zn (VMS/SEDEX) que aparecen en el noroeste de Cuba. Estos yacimientos están encajados en una combinación de areniscas, limolitas y argilitas, con pizarras negras y dolomitas. Además, existen yacimientos no sulfurosos de barita en esta zona. Todos estos yacimientos son estratoligados y encajados en pizarras, que se dan como secuencias potentes de areniscas cuarzo feldespáticas y limolitas (Wheeler et al. 2013). Es también común encontrar una capa de alteración / meteorización supergénica (gossan), más o menos desarrollada, cuando los sulfuros masivos están en o cerca de la superficie, formando acumulaciones más o menos concentradas de minerales preciosos, como Au o Ag. Esta capa oxidada, que se da en el yacimiento Castellano, en la parte más superficial del mismo, es el objeto del presente informe.

La mineralización oxidada agrupa a las menas in situ, remanentes del sombrero de hierro principal, la cual puede ser considerada como relicto de éste, y las menas redepositadas, que se ubican en la ladera norte, las cuales, por sus características físico-mecánicas, han sido separadas en redepositadas Farallones y redepositadas Susana; y un cuarto tipo, que son las menas lixiviadas de las coleras 1, 2, y 3 del antiguo proyecto minero "Oro Castellano".

Durante diferentes períodos (1975-2015), este yacimiento, ha sido objeto de investigaciones geológicas, siendo las últimas 3 campañas de muestreo realizadas por EMINCAR S.A. y cuyos

resultados se evalúan en este trabajo, el cual compila y analiza un gran número de muestras ensayadas de testigos agrupadas en 4 bases de datos: la histórica, la de la exploración de explotación de las menas redepositadas, la que comprende la campaña de muestreo de los sondeos realizados en el marco del estudio de factibilidad en el año 2013 y la de los sondeos realizados en las coleras y depósitos dentro de la concesión, contando hoy con un depósito explorado con más de 827 sondeos y una longitud total muestreada de más de 23.209 m.

La mineralización oxidada in situ se encuentra desde la superficie, encima de los cuerpos minerales primarios, superando en área a estos, extendiéndose más allá de sus límites a ambos lados, en forma de embudo, presentando una longitud de 700 m y hasta 190 m de ancho, con un espesor de 1 a 23m, como resultado de los procesos de lixiviación y oxidación. Las menas redepositadas yacen en la ladera norte o en el colgante del yacimiento, en forma de manto, con un espesor de 1 a 13 m, y son el resultado de los procesos de erosión (removilización, transporte y acumulación).

La formación menífera en Castellano, es aurífero-limonítica, el depósito consiste de cuerpos de forma irregular intensamente oxidados con mineralización diseminada de oro. Desde el punto de vista genético representa una mineralización residual de una corteza de intemperismo desarrollada superficialmente sobre menas primarias de sulfuros masivos.

La época metalogénica de formación es el período Cuaternario.

La formación geológica menífera encajante son los niveles litológico-estratigráficos superiores de la Fm San Cayetano

La formación geológica menífera es la corteza de intemperismo desarrollada en coincidencia espacial con los niveles litológico-estratigráficos de localización de los yacimientos de sulfuros masivos

La formación geológica menífera generadora son las menas primarias de sulfuros masivos

La formación geológica menífera formadora, son las cortezas de intemperismo altamente oxidadas, (sombrosos de hierro) desarrolladas en los niveles superficiales de las menas primarias de los sulfuros masivos.

CAPÍTULO 11

ANÁLISIS METALOGÉNICO EXÓGENO

El ciclo del intemperismo comienza por la formación de las cortezas de intemperismo, proceso controlado y condicionado por un grupo de factores de cuyo interactuar armónico espacio-temporal van a depender los tipos de perfiles de la corteza que resulten, su potencia, y su valor menífero.

Debido a la fragilidad de los productos de las cortezas de intemperismo los procesos de erosión, acarreo y redeposición de los mismos pueden ser sincrónicos con la formación de las cortezas o desarrollarse posteriormente a la formación de las mismas.

Los procesos de erosión, acarreo y redeposición de los productos de las cortezas de intemperismo que fueron formados en condiciones geomorfológicas de superficies elevadas, peniplanadas o ligeramente inclinadas sin sobrepasar el ángulo de pendiente crítico de 35 grados con suficiente diferencia hipsométrica entre las zonas de alimentación de las aguas, y las zonas de descarga, en primer lugar, provocan la removilización local de los ocres, favoreciéndose este proceso por los ácidos orgánicos segregados por las raíces de las plantas que provocan la migración local del hierro y su aglomeración en forma de pisolitos y finalmente de corazas de hierro: posteriormente, el lavado y acarreo mecánico continua y se forman sucesivamente según se desciende por las pendientes, acumulaciones de estos productos como proluvios, coluvios, deluvios y aluvios. En condiciones geodinámicas favorables estos materiales pueden sedimentarse en diferentes tipos de facies sedimentarias lagunar, palustre, deltaica, de aguas someras, etc. Finalmente, puede ocurrir la diagénesis de estos productos y regresar a la esfera de erosión en condiciones geodinámicas de regresiones marinas, completándose así, el ciclo del intemperismo. Nuevos procesos de intemperismo y erosión comienzan inmediatamente originándose un nuevo ciclo.

Los procesos de intemperismo no siempre son de carácter químico con la formación de cortezas de intemperismo, muchas veces estos procesos son de carácter mecánico produciéndose la disgregación, acarreo y redeposición de menas originalmente magmáticas, de skarn o hidrotermales etc.

Quiere decir que las acumulaciones exógenas de metales pueden producirse tanto a partir de la formación de cortezas de intemperismo, como de la disgregación mecánica y acumulación de diferentes menas de origen endógeno.

Muchas veces ocurre que el enriquecimiento supergénico de menas metálicas forma yacimientos más atractivos por la calidad, pureza y cantidad de las menas que sus originales endógenos, de ahí la importancia de valorar adecuadamente el potencial de los yacimientos metálicos de origen exógeno.

En Cuba, los principales yacimientos minerales de origen exógeno son aquellos formados a partir de las cortezas de intemperismo de las rocas ultrabásicas, por esa razón a las condiciones de formación y desarrollo espacio-temporal de los mismos se le ha dedicado la atención principal en esta monografía.

Estos yacimientos se desarrollan a lo largo del cinturón ofiolítico de Cuba que se extiende del oeste al este por casi 1000 km conformado por rocas tanto de la corteza oceánica como del manto. A su vez, esta faja ofiolítica presenta diferentes grados de serpentización a todo lo largo y ancho producto de los procesos dinámicos de serpentización asociados con el cizallamiento y colisión del arco de islas volcánico del cretácico contra la placa tectónica de Norteamérica que terminó con la acreción de Cuba a dicha placa.

El cinturón ofiolítico comienza en el oeste con rocas de la parte superior de la corteza oceánica y va aumentando su participación en la esfera de erosión, así como profundizando el corte desde las rocas de la corteza oceánica hacia abajo hasta las rocas del manto en su desarrollo del oeste al este. La serpentización por su parte de estas rocas también va incrementándose del oeste al este teniendo su pico en Cuba central, después comienza a decrecer la serpentización y finalmente tiene una mínima presencia en Cuba oriental donde aparecen mayoritariamente las rocas ultrabásicas del manto.

El grado de serpentización de las rocas ultrabásicas tiene una dramática importancia en la formación o no de las cortezas de intemperismo. Los minerales primarios más fáciles de intemperizarse son aquellos cristalizados a más altas temperaturas, es decir el olivino y los piroxenos. Los minerales que constituyen las serpentinitas al tener una temperatura de cristalización más baja, son mucho más estables en las condiciones de la hipergénesis y por tanto, más difíciles de intemperizar. Por esa razón las rocas ultrabásicas del manto, harzburgitas, dunitas, wherlitas, lherzolitas son las más favorables para formar las cortezas de intemperismo.

A partir de lo mencionado más arriba, se aprecia con claridad por qué las más extensas y profundas cortezas de intemperismo se desarrollan en la parte más oriental de Cuba en las sierras de Nipe Cristal y Moa.

Allí, no solo son favorables las características de la composición petrográfica de las rocas ultrabásicas

sino también las condiciones climáticas con alrededor de 3000 mm/año de precipitaciones y más aún las condiciones geomorfológicas con un relieve constituido por fragmentos de un peniplano antiguo elevado y desmembrado en parte formando un relieve de colinas bajas y por otra parte un relieve de terrazas de abrasión que pueden dividirse en altas y bajas. Estas condiciones climáticas y geomorfológicas permitieron crear condiciones hidrodinámicas con la transferencia de aguas muy favorables para la formación de las cortezas de intemperismo resultando en la formación de perfiles abreviados y completos de la corteza de intemperismo según las condiciones de la transferencia de aguas fuéese intensa o de intensidad media respectivamente.

De acuerdo con las formas de extensión areal y a profundidad de las cortezas de intemperismo se distinguen las cortezas de manto, manto bolsón, de contacto cársicas, de contacto, lineales de grietas y lineales de contacto, se distinguen también de forma independiente los productos de redeposición de las mismas.

La identificación y ulterior caracterización de los factores actuantes en la formación y desarrollo de las cortezas de intemperismo y las características de su yacencia ha permitido realizar una clasificación coherente y armónica de las cortezas que toma en cuenta el papel que han jugado los diferentes factores que intervienen en su formación de forma no solamente cualitativa sino también cuantitativa. De esa manera se crea una potente herramienta, no solo para entender los procesos de intemperismo que han actuado, sino también para realizar un pronóstico metalogénico sobre bases científicamente fundamentadas.

Además de los yacimientos ferro-cobalto níquelíferos de la subzona estructuro metalogénica de Nipe-Cristal-Baracoa, en la subzona central se encuentra el yacimiento San Felipe que el autor ha clasificado como multigeneracional de manto-bolsón. Allí la corteza se desarrolla sobre los restos de erosión de una antigua corteza de intemperismo erodada y lavada, con perfiles complejos por la inusual cantidad de sílice libre presente en el perfil. Este yacimiento que ha sido modelado (Cobas, R.M. 2018) presenta características genéticas y mineralógicas únicas en Cuba, y en el mundo, solo en alguna medida comparables al yacimiento Shevchenko en Rusia. San Felipe por su edad también es diferente a los yacimientos de la sub-zona metalogénica de Nipe-Cristal-Baracoa. Aquellos son de edad Plioceno-Cuaternario porque son más jóvenes que el peniplano desmembrado sobre los que se desarrollan y también más jóvenes que las terrazas de abrasión altas y bajas que también los sustentan.

En el caso de San Felipe es evidente que hubo una extensa corteza de intemperismo de tipo manto-bolsón que se lavó y erodó quedando San Felipe como un testigo de erosión donde se ha desarrollado una nueva corteza de intemperismo. La edad de la primera corteza en San Felipe puede datarse al menos, como del Mioceno Superior, época en que ya había comenzado la etapa de desarrollo platafórmico de Cuba que dura hasta nuestros días, aunque pudiera ser incluso más antigua. Según los datos de Magaz (2017) en los conglomerados basales de la formación Nuevitas del Eoceno Superior-Oligoceno, se observan cantos rodados intemperizados, ocrosos. Eso pudiera situar la formación de la primera corteza de intemperismo en Camagüey, mucho antes.

Los yacimientos y depósitos de cromo exógenos se desarrollan en estrecha relación genética y prácticamente a todo lo largo de la zona estructuro-metalogénica de la corteza oceánica. Las fuentes primarias de cromo se asocian principalmente a las dunitas y los gabros, generalmente a troctolitas. Depósitos de cromitas se conocen y muchos ya fueron explotados en Matanzas, Camagüey, Holguín y Nipe-Cristal-Moa-Baracoa. Los depósitos exógenos de cromitas participan de manera destacada en la mayoría de los depósitos de menas primarias de cromita, debido al elevado grado de intemperismo ocurrido en las regiones de desarrollo de las rocas ultrabásicas con las cuales los cuerpos de cromitas se vinculan.

En Camagüey, por ejemplo, los depósitos de cromita están espacialmente asociados a una gran corteza de intemperismo que se desarrolló prácticamente en toda el área del macizo ultrabásico de Camagüey. La existencia de esa gran corteza se atestigua por:

1. El depósito de San Felipe que constituye un remanente de erosión de aquella corteza de intemperismo.
2. Las acumulaciones de ocres que ocurren en la amplia llanura desarrollada sobre calizas, al norte de la Sierra Cubitas resultado de la erosión, acarreo y redeposición de los productos friables de aquella gran corteza.
3. La ocurrencia de pequeños depósitos y manifestaciones de magnesita en toda el área de desarrollo de los depósitos de cromitas. Estas magnesitas, que aparecen con forma de coliflor y como vetas y vetillas frecuentemente con espejos de fricción son resultado de la infiltración y precipitación a profundidad del magnesio, que junto con la sílice son minerales principales de infiltración en los procesos de formación de las cortezas de intemperismo.

4. La anómala cantidad de bloques de sílice en forma principalmente de ópalos que se distribuyen aleatoriamente en la llanura que se desarrolla entre San Felipe y la sierra de Cubitas y que atestiguan los procesos de erosión-acarreo, ocurridos en la antigua corteza de intemperismo.

Aquella gran corteza de intemperismo pudo comenzar a formarse al final del Paleógeno sobre la superficie elevada del macizo ultrabásico que en esa época formaba un relieve de colinas más altas que la llanura costera constituida por calizas cretácicas situada más al norte.

Aquella corteza se lavó y erodó completamente quedando San Felipe como un testigo de erosión de aquellos eventos.

En Cuba nororiental se desarrollaron procesos de intemperismo semejantes a partir del Plioceno y durante todo el Cuaternario hasta nuestros días. En esos procesos de intemperismo estuvieron vinculados los depósitos de cromitas podiformes presentes en la composición mineral de los macizos ofiolíticos de Cuba nororiental. Estas cromitas primarias formaron parte de las cortezas de intemperismo ferro-cobalto-niquelíferas que se desarrollaban y en ocasiones enriquecían el horizonte superior de estas cortezas con mineralización cromífera diseminada, residual. Ejemplo de este tipo de depósito de mineralización exógena de cromo en cortezas de intemperismo lo constituye el depósito Tau.

Otro tipo de depósitos exógenos de cromo lo constituyen las acumulaciones de placeres en las terrazas fluviales y también áreas proluviales con una mineralización de cuerpos en forma de lentes y lentillas de la formación menífera cromo-espinelítica de placer. Un ejemplo de este tipo de depósitos es el depósito Deseada II en la región de Mayarí.

Los depósitos de manganeso exógenos en Cuba presentan varias formas de acumulación gracias a la alta movilidad del manganeso para migrar.

En Cuba central, dentro de la zona estructural metalogénica del margen continental septentrional en la sub zona Placetas, aparecen acumulaciones aparentemente deluviales de concreciones de manganeso y hierro en la región de San Isidro en la antigua provincia de Las Villas. El depósito de Amaro presenta acumulaciones de nódulos de Mn-Fe de hasta 1-1.5 m que yacen sobre pizarras. También existen depósitos de manganeso de origen aluvial en Pinar del Río

En Cuba suroriental dentro de la zona estructural metalogénica del arco de islas volcánico del paleógeno, en la sub zona Guisa-Los Negros, se encuentran

depósitos sedimentarios de manganeso como Charco Redondo y también depósitos aluviales de manganeso como el depósito de Barrancas, (Cazañas y Melgarejo, 1998)

En la propia sub-zona de Guisa-Los Negros aparecen acumulaciones residuales de manganeso en cortezas de intemperismo sobre calizas. Estas menas de la formación menífera pirolusito-psilomelánica son de tipo granzón o nodulares.

Muy probablemente las acumulaciones sedimentarias y aluviales de manganeso hayan estado precedidas por antiguas cortezas de intemperismo manganiíferas que concentraron el manganeso producido a partir de las erupciones volcánicas del arco de islas volcánico del paleógeno. El eslabón de la concentración residual del manganeso a través de cortezas de intemperismo fue esencial para la purificación y concentración del manganeso que posteriormente se depositó en cuencas marginales de aguas someras y también como aluvios. Por supuesto que en este análisis no se descarta la ocurrencia de depósitos de Mn de origen hidrotermal los que ulteriormente pudieron enriquecerse aún mas, a través de procesos de intemperismo residual. Lo que sí parece muy improbable es que los depósitos de manganeso se hayan acumulado directamente a partir de las erupciones volcánicas, teniendo en cuenta la heterogeneidad manifiesta de los materiales usualmente presentes en la actividad volcánica, por eso el término genético comúnmente empleado en Cuba para los depósitos de manganeso de "vulcanógeno-sedimentarios" me parece ambiguo e inexacto. En la literatura al respecto, la génesis de los depósitos de manganeso se restringe a "sedimentarios e hidrotermales" (p.e., Rakhmanov, 1967; Borchert, 1980; Varentsov y Rakhmanov, 1980).

Dentro de los metales ferrosos hay que destacar también las acumulaciones exógenas antropogénicas de Fe, que pueden tener dos orígenes:

1. Los horizontes superiores de ocre inestructural-texturales de las cortezas de intemperismo ferro-cobalto-niquelíferas que han sido explotadas y que se acumulan como escombros.
2. Las colas de los procesos hidrometalúrgicos que se acumulan en los alrededores de las Plantas de concentración de Ni.

Ambos tipos de acumulaciones de Fe y aún Cr son potencialmente aprovechables y por eso se decidió incluirlos en la Tabla de las Formaciones metalogénicas-Complejos de formaciones geológicas y meníferas que resume todos los diferentes tipos de depósitos de origen exógeno en Cuba.

En la zona estructuro-metalogénica del margen continental septentrional, dentro de la sub-zona Esperanza hay una profusión de acumulaciones de mineralización goethito-limonítica a veces con oro que constituyen sombreros de hierro de los yacimientos piríticos y pirito-polimetálicos que se desarrollan allí. Son cuerpos generalmente irregulares intensamente oxidados a partir de la mineralización sulfurosa primaria. Ellos también son una fuente potencial de mineralización de hierro, con la particularidad de que muchos de estos sombreros de hierro contienen Au.

De ejemplo puede servir el depósito de Brooklin, aunque hay que destacar que no es solo el único en la región.

Como ejemplos de mineralización exógena de metales no-ferrosos tenemos, las cortezas de intemperismo sobre rocas de composición básica que también se desarrollan en Cuba generando acumulaciones residuales de bauxitas. Ejemplos de estas cortezas existen en las regiones de Quemado del Negro y Quesigua en el nordeste de Cuba, aunque no se han encontrado aún acumulaciones de interés económico en estos tipos de cortezas de intemperismo residuales de las rocas básicas, es de interés científico su existencia.

Cortezas de intemperismo sobre rocas terrígeno-sedimentarias con acumulaciones interesantes de aluminio fueron encontradas en el Alto de la Clarita.

Otro tipo genético de acumulaciones bauxíticas son las laterítico-sedimentarias sobre la superficie carsificada de calizas de diferentes edades. Ejemplos de estas acumulaciones se encuentran en Pinar del Río, en el depósito de San Francisco. También son interesantes las manifestaciones bauxíticas análogas relacionadas con depresiones cársicas que se encuentran en la provincia de Guantánamo, en las mesetas de la Sierra de Guaso y la Sierra de Caujerí (Coutin, Dudich, Nagy, 1981). Las dimensiones de las depresiones frecuentemente oscilan entre 1-2.5 Km². Las manifestaciones del Alto del Mango, La Prenda y Naranjal son las más interesantes.

En Cuba se encuentran también muchos lugares formados por calizas carsificadas cubiertas por productos de la redeposición de las cortezas de intemperismo de diferentes edades. De ejemplo puede servir la región de San Miguel de los Baños, donde por primera vez Formell F., Buguelskiy Y.Y., 1972, establecieron la existencia de productos ocrosos redepositados del intemperismo; y también las regiones al Norte de la Sierra de Cubitas, al Oeste de la Bahía de Cienfuegos y al sureste de la Sierra del Escambray. Este tipo genético es el más perspectivo para el hallazgo de depósitos de bauxitas en Cuba.

El tercer tipo genético de acumulaciones de bauxitas son las metamórfico-sedimentarias

Las bauxitas de este tipo fueron descubiertas por V. Teleguin en 1976 en la parte nororiental de la provincia de Pinar del Río, en la articulación de las sierras del Rosario y de los Orgános. El área de distribución de las bauxitas son los piedemontes septentrionales de los mogotes de Pan de Guajabón, sierra Azul y sierra Chiquita que están elevados entre 300 y 600 m sobre el nivel del mar.

La región posee rocas de facies carbonatado-terrágeno-silíceas de edad Cretácico Albiano-Cenomaniano, rocas terrígenas y turbídico-olistostromicas del Paleógeno y sedimentos Cuaternarios entre las cuales se encuentran las bauxitas.

Allí, se distinguen tres tipos genéticos de bauxitas industriales: primarias, eluvio-deluviales y aluviales.

Estas bauxitas, a pesar de su calidad como menas de aluminio fueron sometidas a intensos procesos dinamo-metamórficos y de erosión que las disgregaron y erodaron quedando en nuestros días escasos testigos de lo que probablemente fue un enorme depósito de bauxitas. Sus perspectivas de pronóstico son por tanto muy limitadas.

Por último, están las acumulaciones exógenas de metales preciosos como oro y plata. Ellos se acumulan bien en cortezas de intemperismo altamente oxidadas (sombrosos de hierro) formadas sobre los depósitos de sulfuros másivos, por ejemplo, Castellano, o en forma de placeres auríferos en las terrazas fluviales de muchos ríos en Cuba, como ejemplo en las terrazas del río Lirios.

El análisis metalogénico del intemperismo en Cuba resulta una herramienta indispensable para en primer lugar identificar los diferentes metales que se pueden concentrar mediante los procesos del intemperismo, al mismo tiempo, revelar las características espacio-temporales de desarrollo de esas concentraciones minerales exógenas que incluye la identificación de las formaciones geológicas, meníferas, encajantes, generadoras y formadoras involucradas, lo que resulta de extraordinario valor para la búsqueda de sus pares endógenos; el análisis metalogénico exógeno es inseparable del análisis metalogénico endógeno, ambos son complementarios.

Cuba en su condición de país tropical es un ejemplo palpable de la velocidad e intensidad con que pueden transcurrir los procesos de intemperismo, pero al mismo tiempo también es testigo de la volatilidad de esos procesos cuando cambian las condiciones, expresadas en los factores favorables determinantes, que dieron lugar a la formación de grandes cortezas de intemperismo; entonces ocurren los procesos de erosión, lavado y redeposición de aquellos productos del intemperismo

y la formación consecuente de acumulaciones alóctonas de mineralización exógena.

En el análisis metalogénico, el esclarecimiento de las épocas metalogénicas de formación de yacimientos exógenos es esencial, porque los procesos de intemperismo requieren entre otros muchos factores, que haya estabilidad geodinámica en la región para que los productos del intemperismo puedan conservarse.

Es evidente que en los sistemas de arcos de islas volcánicas con la alternancia frecuente de transgresiones y regresiones sea muy difícil encontrar cortezas de intemperismo antiguas conservadas.

En Cuba hubo formación de cortezas de intemperismo siempre que hubo etapas de estabilidad que permitieron su formación, pero también es claro que las siguientes transgresiones marinas las lavaron. En los conglomerados maestrichtianos de la Picota es frecuente encontrar cantos intemperizados de ultrabasitas lo que atestigua la muy posible existencia de cortezas de intemperismo premaestrichtianas (Korin *et al*, 1967), sin embargo, las cortezas de intemperismo que vemos hoy solo pueden haberse comenzado a formar cuando Cuba alcanzó la estabilidad geodinámica que se mantiene hasta nuestros días, por eso, no es muy esperanzador encontrar cortezas de intemperismo antiguas conservadas ni tampoco enterradas. El tener cortezas de intemperismo jóvenes es una condición privativa de los sistemas de arcos de islas volcánicas.

En las regiones continentales de prolongada estabilidad geodinámica la situación es muy diferente, allí pueden encontrarse cortezas de intemperismo muy antiguas, incluidas las cortezas de intemperismo enterradas formando depósitos de importancia económica, también es común la existencia de potentes cortezas lineales conservadas como en Cerro Matoso, Colombia y Kimpersay, Rusia.

Siendo como se ha dicho, el ciclo del intemperismo particularmente dinámico en los sistemas geodinámicos de los arcos de islas volcánicas, debido a las frecuentes transgresiones y regresiones marinas que caracterizan el desarrollo de esos sistemas, en Cuba será difícil encontrar antiguas cortezas de intemperismo intactas, solo ejemplos de acumulaciones exógenas redepositadas de los productos de antiguas cortezas de intemperismo pueden ser hallados e identificados como testigos de los intensos procesos que ocurrieron en condiciones de regresiones marinas que generaron, estabilidad y condiciones paleogeomorfológicas favorables para la formación de potentes cortezas de intemperismo. Frecuentemente, los productos redepositados de aquellas cortezas pueden encontrarse formando acumulaciones y rellenos en las cavidades cársicas de rocas

carbonatadas. En Cuba es notable la existencia de suelos rojos ricos en hierro, generalmente desarrollados sobre rocas carbonatadas, el autor ha presentado pruebas que sugieren, en los casos de la llanura desarrollada al norte de la sierra de Cubitas, y también en la llanura al norte de San Miguel de los Baños su origen a partir de reddepósitos de antiguas cortezas de intemperismo, pero incluso, yendo más allá, los suelos rojos sobre calizas, que clásicamente han sido considerados y aceptados como "terra-rosa", es decir, formados como resultado de la erosión cársica de calizas, (Bennett y Allison, 1928) pudieran también considerarse impregnaciones sinsedimentarias de hierro en depósitos calcáreos que posteriormente se concentraron gracias a la erosión de esas calizas, de esta forma pudiera sugerirse que todos los suelos rojos de Cuba tienen una relación genética de algún grado con las cortezas de intemperismo de las rocas ultrabásicas, básicas y vulcanógenas de composición básica.

Las acumulaciones exógenas de metales como resultado de los procesos de intemperismo no solo competen a los descritos en el presente trabajo. Siendo el intemperismo el gran concentrador de metales no se excluye la posibilidad de futuros hallazgos de concentraciones de metales del grupo de los platinoides, tierras raras y otros en cortezas de intemperismo residuales o en sus productos redepositados. El autor quiere resaltar también la importancia que tiene el conocimiento de los factores y los mecanismos del intemperismo para la reconstrucción de la evolución paleogeográfica de Cuba.

A lo largo de este trabajo se han identificado y caracterizado cuantitativamente todos los factores que intervienen en el ciclo del intemperismo en Cuba, la ausencia de cualquiera de estos factores puede tener consecuencias dramáticas en el desarrollo del ciclo del intemperismo, y consecuentemente en la acumulación de metales, por eso, en la metodología de búsqueda de depósitos de metales de origen exógeno, es imprescindible tomar en cuenta todos los factores que intervienen en esos procesos, especialmente en aquellos territorios de arcos de islas volcánicas situados en el cinturón tropical de la Tierra.

Finalmente, el autor desea expresar que las menas resultantes del intemperismo constituyen los más renovables de los recursos no renovables, toda vez que el intemperismo continúa actuando aún en nuestros días y formando nuevas cortezas de intemperismo, por eso, son imprescindibles los trabajos de reforestación de las áreas minadas: ellos ayudarán a la protección del medio ambiente y a la conservación de los nuevos productos del intemperismo. Se renovarán las cortezas de intemperismo, es solo una cuestión de tiempo.

BIBLIOGRAFÍA

Adamovich A. F., Chejovich V. D., Trubino D. L., et al. Chejovich M. V., Shirokov V. P., Pavlov A. N., (1963): *Estructura geológica y yacimientos minerales de los macizos montañosos Sierra de Nipe y Sierra del Cristal*, Manuscrito. Archivo del Fondo Geológico del ICRM, La Habana.

_____ (1963): *Estructura geológica y yacimientos minerales de la región de Moa, provincia de Oriente*. Manuscrito. Archivo del Fondo Geológico del ICRM, La Habana

Adamovich A.F., Chejovich V. D., (1964): Acerca de las condiciones de formación de la corteza de intemperismo en las zonas geosinclinales (en el ejemplo de Cuba oriental) *Izvestia A. C. U.R.S.S. Serie Geológica*. N° 9.

_____, (1964): Sobre la cuestión acerca de las condiciones de formación de la corteza de intemperismo en las regiones geosinclinales (en el ejemplo de Cuba oriental). *Izvestia A. C. URSS. Serie Geológica*. N° 9.

Aguilar, J., Fernández, J., Dorronsoro, C., Stoops, G., Dorronsoro, B. (2004): *Hidromorfía en Suelos*. <http://www.mineranet.com.ar/hidro.asp>

Alexandri, R. Jr., Force, E.R., Cannon, W.F., Spiker, E.C., Zantop, H. (1985): *The sedimentary manganese carbonate deposits of the Molango district, Mexico* [abs]. *Geol. Soc. America, Program with Abstracts*, 17: 511p.

Alexandri, R.R., Martínez, V.A. (1986): *Geología del distrito manganesífero de Molango, Hidalgo*. En: Salas, G.P. (Ed.), *Geología Económica de México*. Fondo de Cultura Económica. México, 401-408.

Autoridad Internacional de los Fondos Marinos (2005): *Folletos Técnicos de la Autoridad Internacional de los Fondos Marinos*. Disponible en <http://www.isa.org.jm/sp/seabedarea/default.asp>.

Alliston, R., England, B., Shrestha, P., (1999): *Mineralogical investigation of San Felipe lateritic ores*. Investigation Report. Australia: Newcastle Technology Centre: 19 p. Inédito.

Beckett R. Colligan R. V. Gentry M. B. 1957. *Correspondencia en relación con el grupo Amaro de minas de manganeso en la provincia de Las Villas y relación de análisis de muestras.* Freeport Sulfur Company. Breve Informe: Denuncio de Mn Amaro en Santa Clara, Cuba. Inv.1340. ONRM

Bennett, H.H., Allison, R.V. (1928) *Los suelos de Cuba*. La Habana, Cuba Ediciones R, 1966.

Borchert, H. (1970): On the ore deposition and geochemistry of manganese. *Mineralium Deposita*, 7: 300-314.

_____ (1980): *Geology and Geochemistry of Manganese*. En Varentsov, I. M., y Grasselly G.Y. (Eds), 2° Simposio Internacional sobre Geología y Geoquímica del Manganeso, Australia. UNESCO. Libro Resúmenes. Hungría, 45-60

Boström, K., Ingri, J., Pontér, C. (1988): *Origin of iron-manganese-rich suspended matter in the Landsort Dep., NW Baltic Sea*. *Marine Chemistry*, 24: 93-98.

Brodsky A. A. (1953): Uno de los métodos gráficos de elaboración de los resultados de los análisis químicos de las aguas subterráneas. En el libro: *Cuestiones de hidrogeología e ingeniería geológica*. M. Editora IZD-VO AN.

Buguel'skiy Y. Y. (1961): Migración hipergénica de los componentes minerales en distintas regiones climáticas. En el folleto, *Corteza de intemperismo*. N°4. Moscú.

_____; Formell Cortina, F., (1974): Sobre la velocidad de los procesos de intemperismo de las ultrabasitas en las condiciones climáticas de los trópicos. Libro "*Cortezas de intemperismo No 14*". Moscú. 10 p

_____; Formell Cortina, F. (1967): Geoquímica e hidrogeoquímica de la corteza de intemperismo ferroniquelífera de Cuba. Serie Geológica. No 3. Instituto de Geología. Academia de Ciencias de Cuba.

_____, Formell Cortina F. (1968): Hidrogeoquímica y cuestiones de génesis de las cortezas de intemperismo niquelíferas de Cuba. En el libro, "*Problemas de la génesis de los yacimientos minerales de Cuba*". Informe de los geólogos cubanos y soviéticos a la XXIII sesión del Congreso Internacional de Geología, 12 p.

_____, Formell Cortina F. (1970): Algunas particularidades de la hidrogeoquímica de las cortezas de intemperismo niquelíferas de Cuba. Folleto *Corteza de intemperismo*. No. 11. Moscú.

_____ (1979): *Cortezas de intemperismo meníferas de los trópicos húmedos*. Editora Nauka. 286 p.

_____, Formell Cortina, F. (1985): *Yacimientos Minerales Metálicos de Cuba, Capítulo II, Yacimientos minerales exógenos*. Academia de Ciencias de Cuba. Editorial Nauka, Moscú, URSS.

Cabrera Díaz et al., (2005): *Evaluación de los minerales portadores de níquel en ultrabasitas del peniplano Camagüey y comparación con depósitos del Macizo Moa Baracoa*. I Congreso de Minería, II Simposio Geología, Exploración y Explotación de las lateritas niquelíferas. Memorias.

_____, Montejó E., Rodríguez J. et al. (2005): *Estudio comparativo de la composición sustancial mineralógica de muestras tecnológicas del yacimiento San Felipe Mining S.A.* Boletín N° 5 Grupo Informático CIPIMM. Págs. 20-27.

Calvache, A. (1944): *Historia y desarrollo de la Minería en Cuba*, La Habana. Pp 1-170.

Camprubí, A., Canet, C., Rodríguez-Díaz, A.A., Prol-Ledesma, R.M., Villanueva-Estrada, R.E, López-Sánchez, A. (2005): Geología, depósitos minerales e hidrotermalismo actual en Bahía Concepción, Baja California Sur: revisión e integración. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* (en revisión).

Canet, C., Prol-Ledesma, R.M., Proenza, J., Rubio-Ramos, M.A., Forrest, J., TorresVera, M.A., Rodríguez-Díaz, A.A. (2005): Mn-Ba-Hg Mineralization at shallow submarine hydrothermal vents in Bahía Concepción, Baja California, México. *Chemical Geology*

Cazañas Díaz X. et, al.,(2014): *Mapa metalogénico de Cuba a escala 1:250,000*, Instituto de Geología y Paleontología, La Habana.

Chang Rodríguez A. (2005): *Caracterización geólogo-geoquímica y mineralógica del Yacimiento de lateritas niquelíferas San Felipe Provincia Camagüey*. I Congreso de Minería, II Simposio Geología, Exploración y Explotación de las lateritas niquelíferas. Memorias. La Habana. Cuba.

_____ et al. (2005): *Reporte sobre la alúmina y diques gabroides en el depósito laterítico San Felipe*. I Congreso de Minería, II Simposio Geología, Exploración y Explotación de las lateritas niquelíferas. Memorias. La Habana, Cuba.

Cherepnev S. F., Petrov P. S., Gassieva L. I., Karpov R. V., Konnov V. M., Yalansky B. A. (1962): *Informe de los trabajos de exploración geológica, realizados entre 1939-1961 en los yacimientos ferro-niquelíferos de Nicaro con cálculo de las reservas hasta el 1° de Enero de 1962*. Habana. Cuba.

Corral José Isaac. (1944): Terrazas pleistocénicas cubanas. *Rev. Soc. Cub. de Ing.* 40 p.

Cobas Botey, R. M., Lavaut C. W., Despaigne B. N., (1998): *Modelos geológicos de yacimientos lateríticos cubanos*. Tercer Congreso de Geología y Minería, Geomin 98, La Habana, Cuba,

_____, (2005): *Caracterización geológica de las lateritas en diferentes regiones metalogénicas. Comparación de los Yacimientos San Felipe y Piloto*. I Congreso de Minería, II Simposio Geología, Exploración y Explotación de las lateritas niquelíferas. Memorias.

_____, (2007): *Modelo Geológico Descriptivo del Yacimiento Laterítico San Felipe. Camagüey*, Cuba. II Convención Cubana de Ciencias de la Tierra. La Habana, Cuba

Coello Velázquez A. L., Beyris Mazar P. E., Fernández Flores A., Ramírez Serrano B., (1998). Distribución fraccional de los valores metálicos en el escombros laterítico. *Minería y Geología*, ISMM Moa, Vol XV, N°1, ISSN 0258-5979.

Coutin, D.P. Dudich, E., Nagy, E. (1981): *Características de las acumulaciones bauxíticas en la provincia de Guantánamo*. Informe científico-técnico No. 153. Instituto de Geología y Paleontología. Academia de Ciencias de Cuba.

Cowen, J.P., Massot, G. J., Baker, E. T. (1986): Bacterial scavenging of Mn and Fe in a mid-to far-field hydrothermal particle plume. *Nature*, 322: 169-171.

Cueto D., Ge Bartelemi P., Pérez M. R., Correa B., Mesa G. 1992. *Informe sobre la ejecución de los trabajos de Prospección Detallada Oro Placer Los Lirios*. Inv. 4147, ONRM.

Dasgupta, S., Sengupta, P., Bhattacharya, P.A., Mukherjee, M., Fukuoka, M., Banerjee, H., Roy, S. (1989): Mineral reactions in manganese oxide rocks: P-T-X phase relations. *Econ. Geol.*, 434-443.

Davitaya F.F., Trusov I. I. (1965): *Los recursos climáticos de Cuba*. La Habana.

Dennis P. Cox and Donald A. Singer, Editors. (1986): *Mineral Deposit Models. U.S. Geological Survey Bulletin 1693*.

Dennis P. Cox, Donald A. Singer Eduardo A. Rodríguez Editores.(1987): *Modelos de Yacimientos Minerales*. United States Department of the Interior Geological Survey. *Open File Report* . 87-486.

Dodge, R. E. (1982): *Niveles del mar pleistocénicos a partir de arrecifes levantados de Haití*. Nova Univ. Oceanographic Center, Sooo. Ocean Dr., Dania, FL 99004, USA.

Dudich, E. (1975): *Informe técnico sobre la revisión de las perspectivas de bauxitas en la República de Cuba*. Manuscrito. Archivo del Fondo geológico de la DGGG.

Edelstein, I.I. (1980): *Formaciones meníferas de los yacimientos hipergénicos de níquel y hierro*. Dokl. AH CCCP, T.253, N° 3 c.693-696.

Edelstein, I.I. (1983): *Formación menífera hipergénica ferro-cobalto-niquelífera, y su distribución, condiciones de formación de las cortezas de intemperismo y sus yacimientos minerales*. Editorial Nauka, p.36-41.

Ehrlich, H.L. (1963): Bacteriology of manganese nodules. *Appl. Microbiology*, 11: 15-19.

- Emiliani, C. (1955): Pleistocene paleotemperatures, *Science*, 168 p.
- Escobar Loret de Mola E. (1994): *Empresa Geominera de Camagüey, Meseta de San Felipe. (Lateritas ferroniquelíferas)*. Inv. 4768, Oficina Nacional de Recursos Minerales.
- Fernández del Olmo, S. (1980): *Yacimientos de manganeso en México*. Tesis Profesional para Licenciatura. UNAM, Facultad de Ingeniería. México, pp. 13-90.
- Finkó V. I., Korin I. Z., Formell Cortina, F. (1967): Sobre la edad de la antigua corteza de intemperismo y de las lateritas de Cuba. En: *Geología y yacimientos minerales de Cuba*. Editorial "Nauka",
- Formell Cortina, F., Buguelsky Y.Y. (1974): Sobre la existencia en Cuba de lateritas ferroniquelíferas redepositadas sobre calizas. En: *Contribución a la Geología de Cuba*. Instituto de Geología y Paleontología. La Habana: Academia de Ciencias de Cuba. P. 117-139. Publicación Especial.
- _____, Jakus, P., Gyarmati, P. (1977): *Nuevas áreas perspectivas para la acumulación de bauxitas cársicas en los alrededores de Guantánamo, Cuba*. En resúmenes de la VIII Conferencia Geológica del Caribe, Curazao. P.52-53.
- _____. (1979): Clasificación morfogenética de las cortezas de Intemperismo niquelíferas sobre las rocas ultrabásicas de Cuba. *Ciencias de La Tierra y del Espacio*. No. 1. 33-49.
- _____, Oro, J., (1980): Sobre los procesos de redeposición en el yacimiento Punta Gorda. *Ciencias de la Tierra y el Espacio*. N. 2, p. 53-66, Cuba.
- _____, F., Cobas R. M., Ravelo R., Baryolo L., González V. (1998): *Programa de perforación orientativa Primera Fase proyecto San Felipe*. SAN FELIPE MINING. Inv. 5208. Oficina Nacional de Recursos Minerales.
- _____, Rivers C., Cobas R. M., Ravelo L R., González V. (1998): *Informe de Avance II Comité de Administración. Proyecto San Felipe*. SAN FELIPE MINING.. Inv. 5209. Oficina Nacional de Recursos Minerales.
- _____. (1998) *Geología del yacimiento de San Felipe*. Informe inédito
- _____, (1999): Informe III Comité de Administración San Felipe Mining. Manuscrito Oficina Nacional de Recursos Minerales.
- _____, (2002): *Diferencias en el desarrollo morfoestructural de las regiones metalogénicas exógenas de Oriente septentrional y Camagüey Central y su influencia en la formación de las cortezas de intemperismo niquelíferas*. IV Congreso Cubano de Geología, La Habana, Cuba.
- _____, (2008): *Papel de las ofiolitas en la evolución geodinámica de Cuba*. Convención de Ciencias de la Tierra. La Habana, Cuba.
- Freiberg, D.A. (1983): Geologic setting and origin of the Lucifer manganese deposit, Baja California Sur, Mexico. *Economic Geology*, 78: 931-943.
- Furrazola Bermúdez G., Judoley C. M., Núñez Jiménez A., Solsona J. B. (1964): *Geología de Cuba*. Habana, Cuba.
- Gallardo T, Chang A., Tauler E., Proenza J.A. (2010): *El Yacimiento de San Felipe (Camagüey, Cuba): un ejemplo de Lateritas Niquelíferas Tipo Arcilla*. Macla nº 13. *Revista de la Sociedad Española de Mineralogía*. Pp. 87-88.

_____, Tauler E., García-Romero E., Proenza J.A., Suarez-Barrios M., Chang A. (2011): Caracterización Mineralógica de las Esmectitas Niquelíferas del Yacimiento de San Felipe (Camagüey, Cuba). *Revista de la Sociedad Española de Mineralogía Macla* nº 15. Pág. 89-90.

González-Reyna, J. (1956): *Riqueza Minera y Yacimientos Minerales de México*. 3ª ed. Banco de México S.A. Departamento de Investigaciones Industriales. México, 215-227.

Grill, E.V. (1982): Kinetic and thermodynamic factors controlling manganese concentration in anoxic waters. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 46: 233-240.

Guinsburg I. I. (1963): Tipos de antiguas cortezas de intemperismo, formas de su manifestación y clasificación. Folleto, *Corteza de intemperismo* No.6. Moscú.

Gundlach, H., Thormann, W. (1960): Versuch einer Deutung der Entstehung von Wolfram und die Zinnlagerstätten. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 112, H. 1: 1-35.

Guzmán Castillo L.V., Jujvit V. Y. Fesenko G. S. 1964-1965. *Informe final sobre los trabajos de Exploración geológica sobre los minerales ferruginosos, efectuados en la provincia de Pinar del Río*. (Yacimientos Brooklyn I-II, Olga, Unión I-II, Cayo Alto, Francisco, Candelaria, Cayo Bajo, Cayo Largo I-II). Inv. 119.

Hewett, D.F., Crittenden, M.D., Pavlides, L., De Huff, G.L. Jr. (1956): *Manganese deposits of the United States*. Symposium del Manganeso XX Congreso Geológico Internacional. México, 169-207.

Kartashov, I. P. (1972): Algunos resultados del estudio de los depósitos continentales del Cuaternario de Cuba Oriental. Acad. de Ciencias de Cuba. *Ser. Geol.* No 9. La Habana.

Klinkhammer, G.P., Bender, H.L. (1980): The distribution of manganese in the Pacific Ocean. *Earth Planet. Sci. Letters.*, 46:361-384.

Korin I. Z., Finko V. I., F. Formell Cortina. (1967): Papel de la estructura de las rocas primarias en la formación de la corteza de intemperismo niquelífera de Cuba. En: *Geología y yacimientos minerales de Cuba*. Editorial "Nauka",

Koshanov S. I., Adamovich A. F., Shirokova I. F., Egorov S. B., Gorelov V. E. (1962): *Informes de los trabajos de exploración geológica realizados en los años 1959-1961 en los yacimientos ferro-niquelíferos de Moa, con cálculo de las reservas hasta enero de 1962*. Manuscrito. Fondo Geológico del ICRM. La Habana.

Kudelasek V., Marxova I., Zamarsky V. (1967): La mineralogía de la corteza de intemperismo de las rocas ultrabásicas en la costa norte de la provincia de Oriente, Nicaro, Moa. *Geología y Minería*. Año I, No. 1

Linchenat A., Shirokova I. (1964): *Individual characteristics of the nickeliferous iron (laterites) deposits of the North-East part of Cuba (Pinares de Mayarí, Nicaro and Moa)*. Report of the twenty-second session international Geological Congress. Vol. of abstract. New Delhi.

Lilienberg, D. A. (1972): *Principales regularidades del relieve y morfogénesis tropical de Cuba*. Discurso en la reunión de la Comisión de Geomorfología de la Sociedad Geográfica de la URSS.

Magaz A. (2017): *Geomorfología de Cuba*. Amazon books. Kindle editions, 377pp.

Mapes, E. (1956): *El manganeso en México*. Symposium del Manganeso XX Congreso Geológico Internacional. México, 35-75

Marín Barba, P., Tauler E., Proenza J. (2011): *Caracterización del perfil laterítico rico en níquel de San Felipe (Cuba) y separación de fases minerales mediante caída de partículas en un fluido viscoso*. Departamento de Cristalografía, Mineralogía y Depósitos Minerales, Facultad de Geología, Universidad de Barcelona. España,

- Marshall, K.C. (1979): Biogeochemistry of manganese minerals. En: Trudinger, P.A., Swaine, D.J. (Eds.), *Biogeochemical cycling of mineral-forming elements*. New York, Elsevier, 253-282.
- Massip, S., Isalgue, S. (1942): *Introducción a la Geografía de Cuba*. La Habana, Cuba.
- Milia Gonzales, I., Toledo Sanchez, C., Gómez Narbona, I. (2005): *Caracterización de ópalos de la meseta de San Felipe por métodos espectrales*. VI Convención de Ciencias de la Tierra. Palacio de Convenciones. La Habana, Cuba.
- Miura, H., Hariya, Y. (1997): Recent manganese oxide deposits in Hokkaido, Japan. En: Nicholson, K., Hein, J.R., Bühn, B., Dasgupta, S. (Eds.), *Manganese Mineralization: Geochemistry and Mineralogy of Terrestrial and Marine Deposits*. Geol. Soc. London. Special Publication. No. 119: 281-298.
- Morgan, L.C. (2000): *Resource estimates of the Clarion-Clipperton manganese nodule deposits*. Handbook of Marine Mineral Deposits. Editado por Cronan, David S. C.R.C. Science Series. E.U.A., 145-148.
- Mücke, A., Dzigbodi-Adjimah, K., Annor, A. (1999): The mineralogy, petrography, geochemistry and genesis of the manganese deposits of Proterozoic Birimian rocks of Nsuta, Ghana. *Mineralium Deposita*, 34: 297-311.
- Nicholson, K. (1992): *Contrasting Mineralogical-Geochemical signatures of manganese Oxides: Guides to Metallogenesis. Economic Geology*. A Special Issue Devoted to Advances in Manganese Metallogenesís, 87: 1207-1216.
- Nikitin K. K., Vitovskaya I. V., Buguel'skiy Y. Y. (1969): Regularidades geólogo-geoquímicas de la formación y particularidades de la composición mineralógica de las cortezas de intemperismo níquelíferas. En: *Problemas de la geología de los yacimientos minerales, petrología y mineralogía*. Editorial NAUKA, Moscú.
- Nikitina, A.P., Vitovskaya, I.V., Nikitin, K.K., (1971): *Regularidades mineralogeo-geoquímicas de la formación de los perfiles y los yacimientos de las cortezas de intemperismo*. Editora Nauka, P.90.
- Núñez Jiménez A. (1965): *Geografía de Cuba*. La Habana.
- Okita, P.M. (1992): Manganese Carbonate Mineralization in the Molango District, Mexico. *Econ. Geol.*, 87: 1345-1364.
- Ovchinnikov A. M. *Hidrogeoquímica*. Moscú, U.R.S.S.
- Park, C.F. Jr. (1956): *On the origin of manganese*. 20th International Geol. Congress Sympos. Manganese, México, I: 75-98.
- Perfilev, B.V., Gabe, D.R., (1965): *The use of microbial-landscape method to investigate bacteria which concentrate manganese and iron in bottom deposits: Applied capillary microscopy: The role of microorganisms in the formation of ironmanganese deposits*. New York, Consultants Bur., 9-44.
- Petrov V. P. (1967): *Fundamentos del estudio de la corteza antigua de intemperismo*. Editorial "Nedra". Moscú.
- Pusharovskiy Y. M., Knipper A. I., Puig Rifá M. (1967): Mapa tectónico de Cuba a escala 1: 1, 250 000. En: *Geología y yacimientos minerales de Cuba*. Editorial "Nauka",
- Rodríguez-Díaz, A.A., et.al. (2005): *Clasificación de los yacimientos de manganeso y ejemplos de depósitos mexicanos e internacionales*, *Boletín de Mineralogía* 16 (2005) 33-43. Universidad Autónoma de México, Rakhmanov, V.P. (1967): *Manganese ores*. En: *Progress in the study of most valuable mineral resources of sedimentary origin*. Moscow, Editorial Nauka, 80-100.

- Rodríguez-Díaz, A.A. (2004): *Caracterización geológica y geoquímica del área mineralizada de manganeso en Bahía Concepción, Baja California*. Tesis de licenciatura. U.N.A.M., México. 102p.
- Rodríguez C.J., Trask, P. Jr. (1948): *Los Yacimientos de Manganeso de la República Mexicana*. Comité Directivo para la Investigación de los Recursos Minerales de México, en colaboración con el Geological Survey U.S. Department of the Interior. México, 14-41 y 118-121.
- Routhier, P. (1963): *Les gisements Metalliferes Géologie et Principes de Recherches*. Tom I y II, Masson el Cie, 24-68.
- Roy, S. (1969): Classification of manganese deposits. *Acta Mineralogica-Petrographica, Acta Universitatis Szegediensis*, Tom. XIX, Fasc. 1, Szeged, Hungría, 67-83.
- Roy, S. (1981): *Manganese Deposits*. London, Academic Press, 458 p.
- Roy, S. (1992): Environments and processes of manganese deposition. *Econ. Geol.*, 87: 1218-1236.
- Salina Hernández A., Padrón C., Díaz Carmona A. Padrón L. 2000. *Informe Exploración Detallada de las menas redepositadas del yacimiento Oro Castellanos. Estimación de los recursos de Au remanentes en las menas oxidadas de la CEP Castellanos – Santa Lucía*. Inv. 5106, Oficina Nacional de Recursos Minerales.
- Schweisfurth, R. (1971): *Manganknollen im Meer*. *Natur wiss*, 58: 163-167.
- Shatsky, N.S. (1954): On manganiferous formations and manganese metallogeny. *Trans. USSR Acad. Sci., Ser. Geol.*, 4: 337.
- Sheuguelia V. V. 1968. *Informe sobre los trabajos de búsqueda y exploración de manganeso de la región del yacimiento Charco Redondo. Provincia de Oriente, realizados en 1963-67*. Inv. 1751, Oficina Nacional de Recursos Minerales.
- Shirokova, I.A. (1966): *Informe del tema "Cortezas de intemperismo de las ultrabasitas del norte de Oriente, yacimientos, Pinares de Mayarí, Moa, Nicaro", en estructura geológica, génesis y composición sustancial de las menas*. Archivo del fondo geológico, Geo-01-112.
- Smirnov, V.I. (1982): *Geología de los yacimientos minerales*. Ed. Mir. Moscú, 105-110, 512-517 y 563-565.
- Sokolova, E.A. (1982): *Formaciones manganíferas vulcanógeno-sedimentarias*. Editora Nauka, p.195.
- Strauss, G. (1970): *Sobre la geología de la provincia piritifera del Suroeste de la Península Ibérica y de sus yacimientos, en especial sobre la mina de pirita de Lousal (Portugal)*. Memoria del Inst. Geol.y Minero de España, Madrid, 226p.
- Thayer T.P. (1942): *Chrome Resources of Cuba*. United States Department of Interior. *Geological Survey Bulletin*. 935-A, 74 pp.
- Varentsov, I.M., Rakhmanov, V.P. (1980): *Manganese deposits of the USSR (A review. Geology and Geochemistry of Manganese*. En Varentsov I. M., y Grasselly G.Y. 2° Simposio Internacional sobre Geología y Geoquímica del Manganeso Australia. UNESCO, Hungría, 2: pp. 56-65.
- Varentsov, I.M. (2002): Genesis of the Eastern Paratethys manganese ore giants: impact old events at the Eocene/Oligocene boundary. *Ore Geol. Rev.*, 20: 65-80.

Vernadskiy V. I. (1927): *Informe sobre la dispersión de los elementos químicos*. En: "Informe sobre la actividad de la Academia de Ciencias durante el año 1926", informe general, Moscú.

Vernadskiy V. I. (1933-34): *Historia de los minerales de la corteza terrestre*. Editorial Nauka. Moscú.

Vernadskiy V. I. (1930): *Geochemi in ausge wahlten Kapiteln*. Leipzig. Akad, Verlag. Alemania.

Vitovskaya, I.V., Buguelskiy, Y.Y., (1982): *Cortezas de intemperismo niquelíferas*. Editora Nauka, p.192.

Vletter D. R., (1946): *Geology of the western part of Middle Oriente, Cuba*. Akad. Thesis, Utrecht. Holanda.

Vologdin et al.,(1964-65): *Sobre los trabajos de búsqueda y exploración para los minerales de Fe desarrollados en los yacimientos Brooklyn, Olga, Unión II, Cayo Alto, Hierro, Francisco y Candelaria*. Fondo Geologico del ICRM. La Habana.

Zans, V.A., 1954, Bauxite deposits of Jamaica and their development: *Col. Geol. And Min. Resources*, V. 3, p. 307-333.

Centro Nacional de Información Geológica
Instituto de Geología y Paleontología, Servicio Geológico de Cuba
La Habana, Cuba
2021

METALOGENIA DEL INTEMPERISMO EN CUBA

UNA DE MIS EXPERIENCIAS COMO GEÓLOGO

La obra que ahora se presenta a consideración “Metalogenia del intemperismo en Cuba” es el resultado de muchos años de trabajo en el esclarecimiento de las condiciones de formación y desarrollo espacio-temporal de la mineralización exógena de Cuba, con énfasis en el análisis metalogénico de la misma.

Se examinan detalladamente todos los factores que intervienen y controlan los procesos del intemperismo químico y mecánico. Los factores climático, petrográfico, estructural, geomorfológico, hidrológico, hidrogeoquímico, e hidrodinámico se describen y se muestran las evidencias que definen su comportamiento e influencia en la formación y desarrollo de las cortezas de intemperismo y los yacimientos exógenos con ellas asociados.

Debido a que la metalogenia es la ciencia de las regularidades de formación espacio-temporal de los yacimientos minerales se introducen los conceptos de provincia metalogénica y época metalogénica. Todo esto permite la realización del análisis metalogénico de toda la mineralización metálica exógena de Cuba, para ello, se confecciona la tabla de las formaciones metalogénicas-complejos de formaciones geológicas y meníferas donde se describen todos los diferentes tipos genéticos de mineralización metálica exógena caracterizados, ordenados y descritos de acuerdo a su posición en las diferentes zonas y subzonas estructuro-metalogénicas, las diferentes formaciones meníferas, los tipos formacionales de yacimientos y sus ejemplos, la interpretación genética, las diferentes épocas metalogénicas de formación, las distintas formaciones geológicas participantes, menífera, encajante, generadora y formadora, por último, se distingue el concepto de fuente hipotética de la mineralización para los casos en que esta sea desconocida.

Se describen ejemplos de los diferentes tipos genéticos de depósitos ferro-cobalto-niquelíferos distinguidos en la tabla. Un énfasis especial se hace en la descripción del yacimiento multi/generacional complejo de San Felipe que presenta condiciones inusuales en su origen, composición y desarrollo. Otros tipos genéticos de mineralización exógena se describen como son los depósitos de cromo, manganeso, antropogénicos, hierro en sombreros de hierro, bauxitas y metales preciosos en sombreros de hierro y placeres aluviales.