

OCTUBRE  
SUPLEMENTO  
2025



# MAYYA

REVISTA DE GEOCIENCIAS





# MAYA

## REVISTA DE GEOCIENCIAS

**Revista Maya:** Revista Maya de Geociencias que (RMG) nace del entusiasmo de profesionistas con la inquietud de difundir conocimientos relacionados con la academia, investigación, la exploración petrolera y Ciencias de la Tierra en general.

El objetivo principal de la revista es proporcionar un espacio a todos aquellos jóvenes profesionistas que deseen dar a conocer sus publicaciones. Los fundadores de la revista son *Luis Angel Valencia Flores, Bernardo García Amador y Claudio Bartolini*.

Otro de los objetivos de la Revista Maya de Geociencias es incentivar a profesionales, académicos, e investigadores, a participar activamente en beneficio de nuestra comunidad joven de geociencias.

La Revista tendrá una publicación mensual, por medio de un archivo PDF, el cuál será distribuido por correo electrónico y compartido en las redes sociales. Esta revista digital no tiene fines de lucro. La RMG es internacional y bilingüe. Si deseará participar o contribuir con algún manuscrito, por favor comuníquese con cualquiera de los editores.

Las notas geológicas tienen como objetivo el presentar síntesis de trabajos realizados en México y en diferentes partes del mundo por jóvenes profesionales y prestigiosos geocientíficos. Son notas esencialmente de divulgación, con resultados y conocimientos nuevos, en beneficio de nuestra comunidad de geociencias. Estas notas no están sujetas a arbitraje.

*\*Es importante aclarar, que las opiniones científicas, comerciales, culturales, sociales etc., no son responsabilidad, ni son compartidas o rechazadas, por los editores de la revista.*

**Portada de la revista:** En la zona costera de Ribadeo (Galicia), conocida como Playa de las Catedrales o As Catedrais, en gallego, estas extrañas formas de erosión (oleaje más mareas), se desarrollan sobre rocas silíceas pertenecientes a la Serie de Los Cabos (Cámbrico medio-Ordovícico). Fotografía de: **Jhonny E. Casas**.

**Revista Maya:** The Revista Maya de Geociencias (RMG) springs from the enthusiasm of professionals with a desire to distribute knowledge related to academic research, exploration for resources and geoscience in general.

The main objective of the RMG is to provide a place for young professionals who wish to distribute their publications. The founders of the Revista are Luis Ángel Valencia Flores, Bernardo García and Claudio Bartolini.

A further objective of the RMG is to encourage professionals, academicians and researchers to actively participate for the benefit of our community of young geoscientists.

The RMG is published monthly as a PDF file distributed by email and shared through social media. This digital magazine has no commercial aim. It is international and bilingual (Spanish and English). If one wishes to participate or contribute a manuscript, please contact any of the editors.

The geological notes aim to synthesize work carried out in Mexico and other parts of the world both by young professionals and prestigious geoscientists. These notes are produced principally to reveal new understandings for the benefit of our geoscientific community and are not subjected to peer review.

Revista de difusión y  
divulgación geocientífica.

# EDITORES



**Luis Ángel Valencia Flores** (M.C.). Ingeniero Geólogo y Maestro en Ciencias en Geología, egresado de la Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura-Unidad Ticomán, Ciencias de la Tierra, del Instituto Politécnico Nacional. Cuenta con 25 años de experiencia. Ha trabajado en el Instituto Mexicano del Petróleo, Petróleos Mexicanos, Schlumberger, Paradigm Geophysical, Comisión Nacional de Hidrocarburos, Aspect Energy Holdings LLC, Facultad de Ingeniería de la

UNAM, actualmente es académico del Instituto Politécnico Nacional (posgrado y licenciatura) donde imparte asignaturas especializadas en la caracterización de yacimientos petroleros. Es estudiante del Doctorado en Energía en el IPN, especializándose en la exploración de Hidrógeno Natural y fuentes alternas de energías.

[luis.valencia.11@outlook.com](mailto:luis.valencia.11@outlook.com)  
[lvalenciaf@ipn.mx](mailto:lvalenciaf@ipn.mx)



**Bernardo I. García-Amador** es Investigador Asociado "C" de Tiempo Completo del Instituto de Geofísica de la UNAM. En 2024 obtuvo su doctorado en Ciencias de la Tierra por la UNAM. Su línea de investigación versa en la aplicación del Paleomagnetismo, Magnetismo de Rocas y Anisotropía Magnética para resolver problemas en Tectónica, Geología Estructural, Vulcanología, y el

Análisis de Cuencas Sedimentarias; siendo autor y coautor de diversas publicaciones científicas. Además, desde el 2018 ha impartido el curso de Tectónica en la Facultad de Ingeniería de la UNAM, un tema que le apasiona en las geociencias.

[bernardo.garcia@ingenieria.unam.edu](mailto:bernardo.garcia@ingenieria.unam.edu)



**Josh Rosenfeld** (Ph.D.). He obtained an M.A. from the University of Miami in 1978, and a Ph.D. from Binghamton University in 1981. Josh joined Amoco Production Company as a petroleum geologist working from 1980 to 1999 in Houston, Mexico and Colombia. Upon retiring from Amoco, Josh was employed by Veritas DGC until 2002 on

exploration projects in Mexico. He has been a member of HGS since 1980 and AAPG since 1981, and currently does geology from his home in Granbury, Texas.

[jhrosenfeld@gmail.com](mailto:jhrosenfeld@gmail.com)



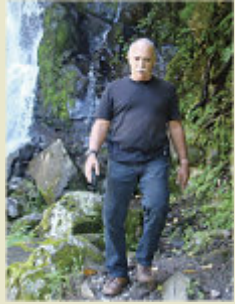
**Claudio Bartolini** (Ph.D.) is presently a senior exploration advisor at Petroleum Exploration Consultants Americas. He has more than 25 years of experience in both domestic and international mining and petroleum exploration, mainly in the United States and Latin America. Claudio was an associate editor for the AAPG Bulletin and he has edited several books on the petroleum geology of

the Americas. He is a Correspondent member of the Academy of Engineering of Mexico.

Claudio was made an Honorary Member of the AAPG in 2022 in recognition of his service to the Association, and his devotion to the science and profession of petroleum geology.

[bartolini.claudio@gmail.com](mailto:bartolini.claudio@gmail.com)

# COLABORADORES



**Ing. Humberto Álvarez Sánchez.** Más de 5 décadas dedicadas a la geología de Cuba occidental y central. Cartógrafo en los macizos metamórficos y ofiolíticos de Cuba central y editor cubano de la Expedición checoeslovaca Escambray II. Autor/coautor de 23 unidades del Léxico Estratigráfico de Cuba y miembro de las subcomisiones del Jurásico, Cretácico y Paleógeno de la Comisión del Léxico. Es el descubridor del mayor depósito cubano de fosforitas marinas. Gerente de Operaciones de Geotec, S.A.; dirigió exploraciones de Cu y Au en la Cordillera Central de Panamá y Perú para Juniors canadienses. Country Manager de Big Pony Gold de Utah y Geólogo Senior de Gold Standard Brasil, exploró prospectos de oro en el basamento cristalino de Uruguay y en los Estados de Santa Catarina y Mato



**Ramón López Jiménez (Ph.D.)** es un geólogo con 14 años de experiencia en investigación y en varios sectores de la industria y servicios públicos. Es un especialista en obtención de datos en campo, su análisis y su conversión a diversos productos finales. Ha trabajado en EEUU, Mexico, Colombia, Reino Unido, Turquía y España. Su especialidad es la sedimentología marina de aguas profundas. Actualmente realiza investigación en



**José Antonio Rodríguez Arteaga** es Ingeniero geólogo, egresado de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Universidad Central de Venezuela, Caracas, con más de 30 años de experiencia. En sus inicios profesionales laboró como geólogo de campo por 5 años consecutivos en prospección de yacimientos minerales no-metálicos de la región Centro-Occidental de Venezuela.

Tiene en su haber labores de investigación en Geología de Terremotos y Riesgo Geológico asociado o no a la sismicidad. Es especialista en Sismología Histórica, Historia de la Sismología y Geología venezolanas. Ha recibido entrenamiento profesional en

Grosso del Norte. El Ministro de Comercio e Industrias lo nombró Miembro de la Comisión "Ad Honorem" del Plan Maestro de Minería de Panamá. El Banco Interamericano de Desarrollo le encargó de redactar el Proyecto de Geología y Minería y parte de su Misión Especial para su entrega al Gobierno panameño. Anterior Miembro del Consejo Científico de GWL de la Federación Rusa y Representante del BGS en América central. Director de Miramar Mining Panamá y Minera Santeña, S. A., reside en Panamá y redacta obras sobre geología de Cuba y Panamá. En el repositorio Academia edu, se encuentran 22 artículos suyos.

[geodoxo@gmail.com](mailto:geodoxo@gmail.com)

afloramientos antiguos de aguas someras y profundas de México, Turquía y Marruecos en colaboración con entidades públicas y privadas de esos países. Es instructor de cursos de campo y oficina en arquitectura de yacimientos de aguas profundas y tectónica salina por debajo de la resolución sísmica.

[r.lopez.jimenez00@aberdeen.ac.uk](mailto:r.lopez.jimenez00@aberdeen.ac.uk)

Metalogenia, Ecuador y Geomática Aplicada a la Zonificación de Riesgos en Colombia. Tiene en su haber como autor y coautor, tres libros dedicados a la catalogación sismológica del siglo XX; a la historia del pensamiento sismológico venezolano y la coordinación de un atlas geológico de la región central del país, preparado junto al Dr. Franco Urbani, profesor por más de 50 años de la Escuela de Geología de la Universidad Central. Actualmente prepara un cuarto texto sobre los estudios de un inquieto naturalista alemán del siglo XIX y sus informes para los terremotos destructores en Venezuela de los años 1812, 1894 y 1900.

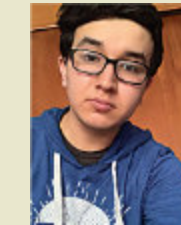
[rodriguez.arteaga@gmail.com](mailto:rodriguez.arteaga@gmail.com)



**Natalia Silva (MSc):** Geóloga de la Universidad Industrial de Santander, Postgrado en Petroleum Geoscience de la Heriot-Watt University y Máster en Energías Renovables y Sostenibilidad Energética de la Universitat de Barcelona. Su carrera empieza en la minería de esmeraldas en el Cinturón Esmeraldífero Oriental de Colombia y en proyectos mineros de Níquel colombianos. Tiene más de 10 años de experiencia en el sector de hidrocarburos en desarrollo de

yacimientos y geomodelado en cuencas petrolíferas de los Estados Unidos, Colombia, Ecuador y Brasil. Más recientemente, su carrera está enfocada en el aprovechamiento de energías renovables, principalmente de energía solar, ha elaborado proyectos de generación eléctrica a partir de instalaciones fotovoltaicas en Europa y los Estados Unidos.

[ensilvacruz@gmail.com](mailto:ensilvacruz@gmail.com)



**Miguel Vazquez Diego Gabriel,** es estudiante de la carrera de Ingeniería Geológica en la Universidad Nacional Autónoma de México (Facultad de Ingeniera), sus principales áreas de interés a lo largo de la carrera han sido la tectónica, geoquímica y mineralogía. Es un

entusiasta de la divulgación científica, sobre todo en el área de las Ciencias de la Tierra.

[diegogabriel807@gmail.com](mailto:diegogabriel807@gmail.com)



**Daniela Kristell Calvo-Ramos** es Ing. Ambiental de la Univ. Politécnica de Chiapas, Maestría y Doctorado en Ciencias de la Energía en la Univ. Autónoma de Querétaro. Actualmente en estancia Posdoctoral en Centro de Geociencias UNAM-Juriquilla. Sus líneas prioritarias de investigación son: (1) síntesis de materiales fotocatalíticos, (2) síntesis de materiales grafénicos, (3) fotodegradación de colorantes en aguas, (4) foto-oxidorreducción de metales en agua y (5) contaminación de metales en agua. En su programa posdoctoral está

trabajando en preparación de muestras (separación en columnas de intercambio iónico) y análisis (Espectrometría de Masas Multicolector con Plasma Acoplado Inductivamente ICP-MMS) para medición de isótopos estables de zinc, cobre y hierro en diferentes materiales naturales (agua-roca). También es docente en la Escuela Nacional de Estudios Superiores (ENES-UNAM Juriquilla).

[dcalvo@geociencias.unam.mx](mailto:dcalvo@geociencias.unam.mx)

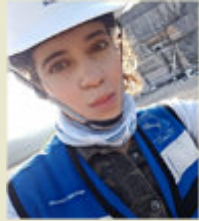


**Rafael Tenreiro Pérez,** se gradúa de ingeniero en geofísica de exploración de petróleo en 1974 en la Academia Estatal de Petróleo de Azerbaiyán, Master en Ciencias en Geología del Petróleo en la Universidad Politécnica CUJAE de la Habana en 1981 y Doctor en ciencias en Geofísica de Exploración la Universidad de Petróleo Gubkin de Moscú, Rusia, en 1987.

Tiene cuarenta y ocho años de experiencia en la Industria petrolera en Cuba y en otros países fundamentalmente en la especialidad de exploración de yacimientos de petróleo y gas. Durante este tiempo transitó desde ingeniero geofísico de adquisición hasta

Jefe de Exploración de la empresa petrolera nacional de Cuba - Cupet, cargo que ocupó por 16 años hasta su retiro en 2016. Investigador científico también recorre desde Aspirante a Investigador a Investigador Titular. Fue Jefe técnico del programa de exploración en la Zona Económica Exclusiva del Golfo de México. Director Técnico del Comisión para la Plataforma Extendida de Cuba. Tiene más de doscientas publicaciones que incluyen artículos científicos, presentaciones en eventos, conferencias, mapas, monografías y libros de texto. Premio de Geología Antonio Calvache Dorado de la Sociedad Cubana de Geología en 1992. En estos momentos trabaja en la empresa australiana Melbana Energy Limited.

[tenreiro2015@gmail.com](mailto:tenreiro2015@gmail.com)



**Laura Itzel González León / Ingeniera geóloga ambiental**

Profesionista inclinada a la Geología aplicada a obras de ingeniería civil y a riesgos geológicos desencadenados por fenómenos antrópicos y naturales. Experiencia en

levantamientos geológico-estructurales, logueo geológico, instrumentación geotécnica, cartografía de riesgos, supervisión de perforaciones y difusión de geopatrimonio.

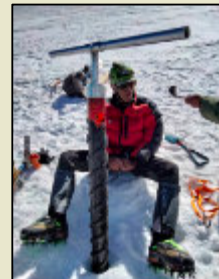
[gleon.laura@gmail.com](mailto:gleon.laura@gmail.com)



**Rodolfo Rafael Avalos Alejandre** Es ingeniero geólogo por la Facultad de Ingeniería (2022), actualmente estudiante de la maestría en ciencias de la Tierra por el Instituto de Geociencias. Realizó su estancia profesional en la unidad minera Fresnillo (2019), yacimiento correspondiente con su trabajo de tesis. Su principal interés es el entender procesos geológicos de escala regional enfocados en la exploración de yacimientos minerales a partir

de análisis de Mineralogía Avanzada, estudiando variaciones en especies minerales, texturas, asociaciones, grados de cristalinidad, emulsiones por exsolución y elementos menores en solución sólida. Es divulgador científico centrado en la astronomía, historia de la ciencia y cultura desde 2015 en la plataforma Astro Camp MX, montañista entusiasta desde 2021 y fotógrafo de paisaje desde 2021.

[r.avalos@astrocamp.mx](mailto:r.avalos@astrocamp.mx)



**Dr. Alejandro Carrillo-Chávez.** Ingeniero Geólogo del Instituto Politécnico Nacional, Maestría en La Universidad de Cincinnati, y Doctorado en la Universidad de Wyoming. Inició su trabajo en el Instituto Mexicano del Petroleo y después inició vida académica en la Universidad Autónoma de Baja California Sur. En 1998 ingresó al a Unidad Investigación en Ciencias de la Tierra (UNICIT) UNAM, Campus Juriquilla (actual Centro de Geociencias). Su trabajo inicial fue sobre petrografía ígnea y metamórfica. En academia inició dando clases de petrología ígnea y metamórfica.

Actualmente es Tutor del Posgrado en Ciencias de la Tierra UNAM. Su maestría fue sobre yacimientos minerales metálicos y su doctorado sobre geoquímica ambiental. Actualmente sus líneas de investigación son: Metales Pesados en Medio Ambiente, Hidrogeoquímica, Geoquímica Isotópica de Metales Pesados e Hidrogeoquímica de Salmueras Petroleras. A la fecha es responsable de un Proyecto UNAM y CONAHCyT sobre Concentraciones de metales e isotopía estable de Zn y Hg en agua de lluvia, nieve y núcleos de hielo en glaciares mexicanos. [ambiente@geociencias.unam.mx](mailto:ambiente@geociencias.unam.mx)



La **Dra. Norma E. Olvera Fuentes**, estudió la carrera de Física en la Facultad de Ciencias, su Maestría en el Instituto de Física y su Doctorado en Ciencias de la Tierra, en el ICAYCC, UNAM. Sus líneas de investigación tanto en licenciatura como en maestría versaron sobre el problema cuántico de difracción espacio-temporal de Moshinsky para diversas geometrías.

Bajo la dirección del Dr. Carlos Gay, su investigación doctoral analizó por medio del uso de mapas cognitivos difusos los posibles impactos que el cambio climático puede tener sobre la vulnerabilidad hídrica de la ZMVM. Su tesis doctoral fue galardonada con el Primer Lugar del Primer Premio a la Investigación en Cambio Climático PINCC-UNAM, 2023.

Con casi 20 años de labor docente, ha impartido clases en la Facultad de Ciencias y en la Facultad

de Ingeniería de la UNAM, así como en la División de Ingeniería del Tecnológico de Monterrey, Campus Santa Fe. Institución que le otorgó la Presea por Excelencia Académica como profesora de Cátedra. Como escritora tiene publicados tres libros como única autora y 5 como coautora. El número de Impluvium Gestión Integral de Sequías, en el que el Dr. Gay y la Dra. Olvera son coautores de artículo, es referencia de consulta que el CENAPRED presento para su curso "Sequías: un reto en la reducción del riesgo", marzo del 2024.

Actualmente la Dra. Olvera es Investigadora Posdoctoral del Instituto de Ingeniería de la UNAM, miembro del Sistema Nacional de Investigadores e invitada como líder de opinión del periódico Excelsior.

[norma.olvera@atmosfera.unam.mx](mailto:norma.olvera@atmosfera.unam.mx)

## Nuevo Canal Youtube de la Revista Maya de Geociencias

Es un gran placer informarles que hemos establecido un Canal Youtube de nuestra Revista Maya para la difusión de videos de temas de Ciencias de la Tierra. Ya iniciamos nuestras actividades en: <https://www.youtube.com/channel/UCYJ94EyLj4LqnVbbTXh5vpA>

### Estimados colegas,

Te invitamos a que visites la página web de nuestra Revista Maya de Geociencias, donde podrán encontrar (en formato PDF), todas las revistas que hemos publicado hasta ahora, mismas que pueden descargar de la página. También estaremos incluyendo información adicional que sea de utilidad para nuestras comunidades de geociencias.

<http://www.revistamaya.com/>



## Visítanos en Revista Maya de Geociencias

<https://www.facebook.com/groups/430159417618680>





Tertiary mylonites, Catalinas metamorphic core complex, Tucson, Arizona. Photo by Claudio Bartolini.

### Estimados Colegas

Ahora que hemos llamado su atención, aprovechamos la oportunidad para invitarlos cordialmente a participar en nuestra Revista Maya de Geociencias, con diversos Temas de Interés y Manuscritos Cortos relacionados a cualquier tema de las Ciencias de la Tierra y similares. Todos los trabajos son bienvenidos, puesto que la función primordial de la revista es la difusión de las geociencias.

Si los manuscritos son relativamente largos, también pueden ser publicados, pero en nuestras Ediciones Especiales de la revista, las cuales no tienen las limitaciones de tamaño, como los números mensuales de la revista.

*Nuestro agradecimiento a **Manuel Arribas Andrés**, un gran fotógrafo y excelente diseñador gráfico Español, por la creación del nuevo logotipo de la Revista Maya de Geociencias y sus indicaciones para la compaginación de la misma.*

Manuel Arribas Andrés. Fotógrafo de España: <https://www.instagram.com/manuel.arribas.andres/>



Prince Christian Fjord in Greenland. It shows a recumbent fold in the metamorphic rocks with some puzzling faulting. Photo by Joshua Rosenfeld.

### Esteemed colleagues

Now that we have your attention, we take this opportunity to cordially invite your participation in the Revista Maya de Geociencias in the form of short manuscripts touching upon diverse relevant themes of interest. All work is welcome, as the primary function of the magazine is to broadcast geoscientific ideas.

If the manuscripts are relatively long, they will be published in our magazine's Special Editions since the Special Editions do not have size limitations, as do our monthly issues (below).

#### Basic Instructions for Authors

Authors submitting material to be published in the Revista Maya de Geociencias are asked to adhere to the following editorial guidelines when sending manuscripts to the editing team and/or its collaborators:

(biographical sketches): a maximum of 3 pages

Notes on pioneers in the geosciences: a maximum of 4 pages

Themes "of interest to the community": a maximum of 4 pages

Geological notes: a maximum of 10 pages

<https://miig.sgc.gov.co/Paginas/Resultados.aspx?k=BusquedaPredefinida=DGBGeolPI100K>



**IPGC** 5th EDITION-2025

About the Event Programme and Activities Sponsoring & Exhibition Registration

Abstract Submission

**IPGC** International Professional Geology Conference  
5th EDITION 2025

**5th IPGC**  
5-7 November, 2025

**Registration**  
Open now!

**Programme**  
Click here to download

**Site Map**  
Click here to download

**Building on the Past, Advancing towards the Future: Geology in the Era of Technology**

<https://www.icog.es/TyT/index.php/2024/10/creando-sobre-el-pasado-avanzando-hacia-el-futuro-la-geologia-en-la-era-de-la-tecnologia/>



Inicio · Tierra y Tecnología · T&T 63 · Creando sobre el pasado, avanzando hacia el futuro: la geología en la...

Tierra y Tecnología T&T 63

# Creando sobre el pasado, avanzando hacia el futuro: la geología en la era de la tecnología.

Por Redacción · 3 octubre, 2024 1167 0

Cuota

5th IPGC 5-7 November, 2025

Registration Open now!

Programme Click here to download

Site Map Click here to download

## International Professional Geology Conference

5th EDITION-2025

5-7 Noviembre 2025

Zaragoza (España)






**OCTUBRE  
SUPLEMENTO  
2025**

# EDICIÓN ESPECIAL XXVI



## **Diagnóstico de la nomenclatura litoestratigráfica y evolución estructural del Jurásico Medio-Jurásico Superior en el oriente de México**

*Eguiluz-y de Antuñano Samuel*

## **Recorrido Geológico Autoguiado por el País del Gran Cañón**

*Gary Prost*

## **El paisaje urbano de Bogotá: sobre piedras y ladrillos**

*Jesús S. Porras y Luis R. Porras*

## **Wilhelm Sievers y Francisco de Paula Álamo en el “gran terremoto de los Andes”, 1984 (análisis comparativo)**

*José Antonio Rodríguez A.*

## **Important contributions in Goscience promise to revolutionize o&g&m exploration**

*Edinson Alvarez*

## **Geología de la Provincia de Pinar del Río, Cuba**

I. W. J. Vermunt Traducción realizadas por **Humberto Álvarez Sánchez.**

## **Sobre la geología de la Sierra de los Organos, Cuba**

D. Rigassi-Studer Traducción realizadas por **Humberto Álvarez Sánchez.**

## **Diagnóstico de la nomenclatura litoestratigráfica y evolución estructural del Jurásico Medio-Jurásico Superior en el oriente de México**

**Eguiluz-y de Antuñano Samuel<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Consultor, Rinconada Precolombina, Bonampak 103, C.P. 04700, CDMX, [seguiluz662@gmail.com](mailto:seguiluz662@gmail.com)

### **RESUMEN**

La nomenclatura estratigráfica facilita distinguir conjuntos pétreos con características propias, que se designan como formaciones cuando se refieren a rocas sedimentarias como unidades litoestratigráficas. Su uso facilita la comunicación de especialistas en ciencias de la Tierra; además, tiene connotación económica en la exploración de recursos naturales. Su denominación se sustenta en un marco regulatorio que admite cambios acordes al avance de conocimiento estratigráfico.

En el oriente de México se han descrito numerosos cuerpos de roca, en superficie y subsuelo, a los que se dan diversos nombres reconocidos como formaciones, varias de estas formaciones son yacimientos petroleros que se alojan en trampas estratigráficas, los cambios de facies y nombre complican la exploración y explotación de recursos naturales. En particular, en el intervalo Jurásico Medio-Jurásico Superior, las investigaciones geológicas han usado unidades estratigráficas establecidas de manera formal, o informal, que, en ambos casos, requieren su revisión.

La evolución estructural del área, en el intervalo temporal arriba indicado, ha sido vinculada estrechamente con la apertura del Golfo de México; sin embargo, se han pasado por alto aspectos sutiles importantes, con geotectónica diferente que se requiere evaluar con estudios adicionales.

El objetivo de este trabajo consiste en hacer una reflexión breve sobre los conflictos que existen en la nomenclatura estratigráfica del citado intervalo. Los problemas de

nomenclatura afectan la comprensión geológica para explorar y desarrollar yacimientos petroleros y mineros en trampas estratigráficas. El autor de este trabajo, en colaboración con otros colegas, han obtenido datos en proceso de publicación que contribuyen con el conocimiento estratigráfico y estructural del Jurásico del oriente de México.

### **Introducción**

Las compañías petroleras que llegaron a México a principios del siglo 20, en informes inéditos propusieron diversas formaciones. Datos estratigráficos de esos informes se dieron a conocer en publicaciones científicas que difundieron el conocimiento geológico a través del tiempo (Muir, 1936; Heim, 1940, Humphrey y Díaz, 1956, 2003). La industria petrolera nacionalizada heredó la nomenclatura preestablecida; sin embargo, la exploración geológica del país adquirió información estratigráfica para distinguir nuevos conjuntos litológicos o modificar los preexistentes (Carrillo-Bravo, 1961; Cantú-Chapa, 1971). Los avances en el conocimiento estratigráfico en la década entre los años cincuenta a setenta llegaron a un clímax que ha permanecido sin cambios en el tiempo, aceptados de manera tácita, lo que ha generado paradigmas obsoletos actualmente sin discusión (Figura 1).

El Léxico Estratigráfico de México (LEM), generado por el Servicio Geológico Mexicano ([https://www.sgm.gob.mx/Lexico\\_Es/](https://www.sgm.gob.mx/Lexico_Es/)), resume el avance del conocimiento estratigráfico del México; sin embargo, no propone adecuaciones apropiadas o actualiza la nomenclatura acorde a nuevos datos, como lo establece la normatividad de la Comisión Norteamericana de Nomenclatura Estratigráfica (2024) y códigos estratigráficos antecedentes (ACSN, 1947, 1970) o la Comisión Internacional sobre Estratigrafía. La dinámica de exploración geológica actual centra sus esfuerzos en el uso de tecnologías de punta, soslaya o acepta paradigmas de nomenclatura estratigráfica obsoletos, que requieren ser actualizados para designar con mayor propiedad la litología particular del intervalo litológico que aborda este trabajo. Aún más difícil es la interpretación sísmológica

	Imlay 1937-1938	Heim 1940	Mixon et al. 1956	Humphrey y Díaz, 1956	Cross 2012	Erben 1956	Cantú- Chapa, 1969	Hermoso y Martínez, 1972	Carrillo- Mtz., 1972	Carrillo- Bravo, 1965	González-García, 1970 Cantú-Chapa, 1969
Kimeridgiano	La Casita/ La Caja			La Casita	La Casita		Tamán	Chipoco	San Andrés Tamán		San Andrés Tamán
Oxfordiano	La Gloria/ Zuloaga	Olvido  Novillo	Zuloaga	Zuloaga  Minas Viejas	El Potosí El Yeso Co Cochudo Loma Larga Las Mulás La Primavera Los Cuervos Los Lobos La Chimsaca La Cruz Tranquitas La Nieve	Tamán	Santiago	Tlacuilola		Tamán	Santiago
Calloviano			La Joya		La Joya	Tepexic	Tepexic	Tepexic		Tepexic	Tepexic
Batomiano							Cahuasas			Cahuasas	Huehuetepec (Palo Blanco)  Cahuasas

Figura 1. Evolución de la nomenclatura estratigráfica para el Jurásico Medio-Jurásico Superior en el noreste y oriente de México.

que correlaciona amplitudes de onda, sin analizar los posibles cambios de facies entre conjuntos de roca (Rosales-Rodríguez *et al.*, 2024). Por lo anterior, este trabajo hace una reflexión sobre el uso inapropiado de nomenclaturas estratigráficas y su correlación equívoca, que no ha sido abordado en trabajos previos.

La estratigrafía vinculada con la evolución tectónica del oriente de México tiene dos periodos cruciales (Jurásico Medio y Paleógeno), ambos revisten importancia económica petrolera y minera. Un análisis más profundo de estos temas está en proceso de avance por el autor de este trabajo y otros colaboradores.

**Análisis litoestratigráfico**

A continuación, se da la descripción breve de las litologías originalmente propuestas que distinguen a las formaciones, en el intervalo Jurásico Medio-Jurásico Superior del oriente de México. Las referencias bibliográficas que se incluyen en este trabajo (salvo informes inéditos), permiten al lector interesado obtener mayor detalle del tema que aquí se analiza.

Es importante señalar que en el tiempo que varias formaciones fueron propuestas no existía una

normatividad apropiada, la normatividad surgió en 1947 (ACSN) y hay diversos foros que promueven su regulación.

**Formación Zuloaga**

La Formación Zuloaga fue propuesta por Imlay (1938), para describir estratos de caliza de color gris oscuro y gris claro, con nódulos de pedernal en la cima, con moluscos y corales poco preservados, con 600 m (1800 pies) de espesor. En su localidad tipo (sierra de Sombrerete, Zacatecas, Figura 2), su contacto inferior no aflora y el contacto superior se dio concordante con la Formación La Caja. En la localidad La Ventura Imlay (op. cit.) indica que esta formación yace sobre “capas rojas”.

**Formación La Gloria**

Esta formación está compuesta por estratos de espesor variable de caliza (75%), arenisca (24%), esporádicos lentes de conglomerado, con ausencia de lutita (Imlay, 1937) y fragmentos de conchas de moluscos diversos, con espesor de 558 m (1860 pies). En su localidad tipo (sierra de la Gloria, Coahuila, Figura 2), su contacto inferior no aflora y el contacto superior es discordante con la Formación La Casita.

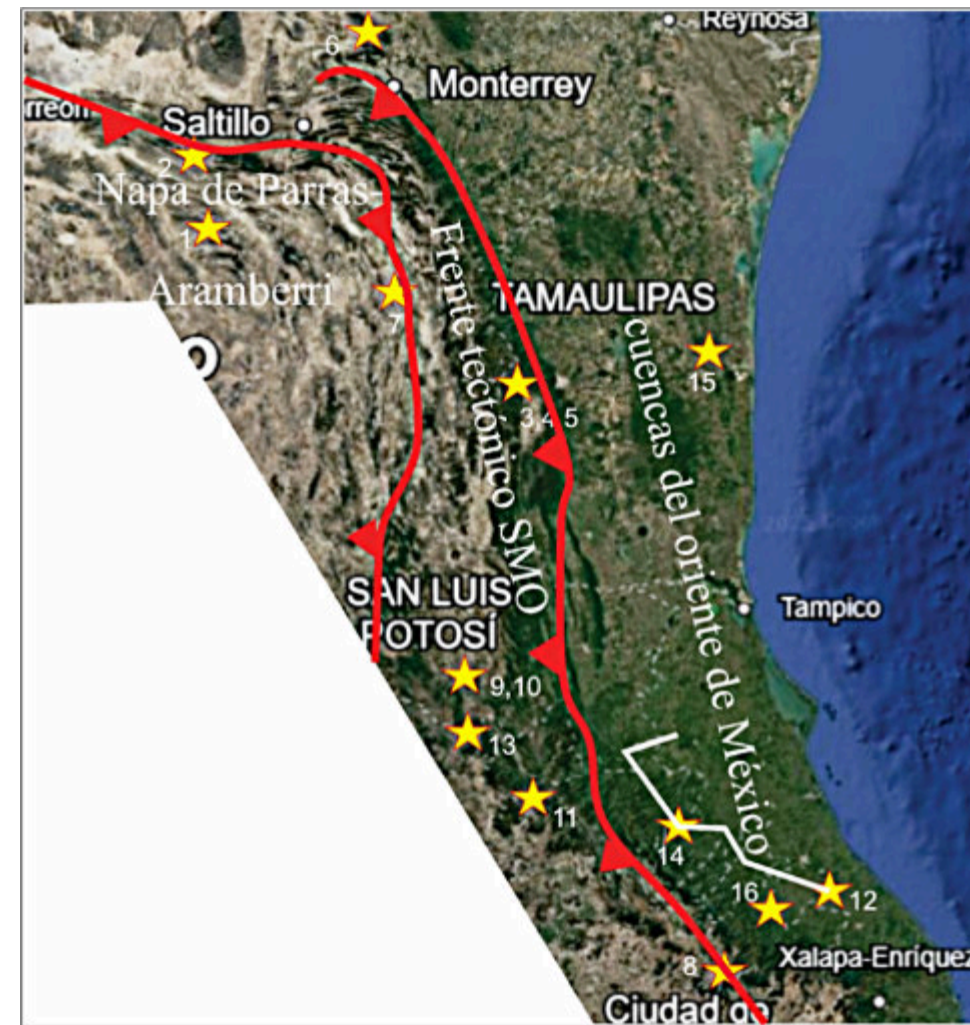


Figura 2. Ubicación de localidades para las formaciones: Zuloaga (1), La Gloria (2), Novillo, Olvido y La Joya (3,4, 5), Minas Viejas (6, 7), Tepexic (8), Tamán y Santiago (9, 10), Chipoco (11), San Andrés (12), Cahuasas (13), Huehuetepec-Palo Blanco (14), Metate (15), Tenexcate (16).

Imlay (1938) consideró a la Formación Zuloaga como depósito marino, somero y distal de la Formación La Gloria (que representa ambiente litoral). Las formaciones Zuloaga y La Gloria fueron propuestas a ser de edad Oxfordiano (sin probar), por estar abajo de estratos con *Idoceras sp.*, fósil que data al Kimeridgiano Inferior tardío.

Trabajos posteriores a la definición de la Formación Zuloaga han encontrado espesores de yeso (con variable espesor) intercalados en ella (Oivanki, 1974; Tardy y Ruíz, 1974; Aranda-García, 1984). Adicionalmente, la cima de esta formación presenta discordancia paralela con la Formación La Caja (Zell *et al.*, 2014). La base de esta formación se presenta en contacto gradual y concordante con estratos de ambiente continental de la Formación La Joya (Barbosa-Gudiño *et al.*, 2021).

La Formación Zuloaga presenta dos litologías (Eguiluz-de Antuñano, 1976). La mitad inferior es predominantemente

calcáreo-arcillosa, con abundante bioturbación. La mitad superior está mayormente compuesta por caliza en facies lagunar. Los cuerpos de yeso se presentan mayormente en la porción inferior.

La edad de la base de las formaciones Zuloaga y La Gloria se desconoce. La edad propuesta para la cima es cuestionable. El grupo de *Idoceras* corresponde a la Zona Hypselocyclum (Kimeridiano Inferior tardío), por lo tanto, la edad de las formaciones Zuloaga y la Gloria, puede incluir el Kimeridgiano Inferior temprano (zona Platynota no reconocidas en ellas). Actualmente se conoce que su contacto superior está debajo de estratos con el fósil *Sneidia zacatense* (subfamilia Ataxioceratinae, López-Caballero, 2009), que se asigna a la Zona Ataxioceras (Kimeridgiano Inferior temprano). La discordancia paralela entre las formaciones Zuloaga-La Caja y La Gloria-La Casita, indica la posible ausencia (o erosión) de estratos de

la cima de Argoviano o la base del Kimeridgiano Zona Platynota). Esta discordancia es prominente en otras localidades.

El nombre La Gloria ha sido dado a diferentes litologías que no tienen continuidad lateral con la localidad tipo. Se componen por arenisca de cuarzo en facies litorales aledañas a bloques paleogeográficos, como sucede en subsuelo en los campos Lampazos y Garza (Eguiluz, 2001), o en afloramientos en Villa Juárez y San Pedro El Gallo, Durango (Burckhardt, 1930).

Los datos anteriores conllevan a establecer que se requiere obtener datos para conocer la edad inicial del depósito de las formaciones Zuloaga y La Gloria, congruente con la edad dada para la base del miembro La Primavera (Bajociano en la sucesión Minas Viejas, área de Galeana). Es necesario evaluar que evento geológico representa la discordancia en la cima de estas formaciones. El nombre Formación La Gloria requiere ser revisado por presentar litologías disímbolas a las definidas en su propuesta inicial, en diferentes áreas distantes.

#### Formación Novillo

Heim (1926) describió “*Novillo beds*” de manera informal. Burckhardt (1930) ilustró tres columnas estratigráficas para describir a las formaciones Novillo y Olvido al oeste de Ciudad Victoria, Tamaulipas. Muir (1936) adicionó datos estratigráficos a esas columnas. En orden cronológico, Heim (1940) propuso de manera formal y apropiada, para su tiempo, a las formaciones Novillo y Olvido. De la primera describió su litología en el cañón del mismo nombre como localidad tipo (Figura 2), formada por cuatro metros de arenisca en la base, sucedida por caliza densa de grano fino azul oscura y en la cima caliza finamente arenosa. El mismo autor en la localidad de Huizachal, en la parte media de la Formación Novillo, reportó marga y caliza en estratos delgados con fósiles (*Exogyra* y *Rhynchonella multiformis*). El espesor de esta formación en ambas localidades es de 40 m.

Fósiles contenidos en marga fueron identificados por Burckhardt (op. cit.), como *Gryphaea* semejante a *G.*

*arcuta* (Liásico), pero optó por identificarla, con duda, como *G. nebrascensis* Merk, y Hayden (sin aportar pruebas) y asignarla al Oxfordiano.

Muir (1936) subrayó una discordancia entre rocas más antiguas (compuestas por conglomerado en la base) y la sucesión Novillo. Tiempo después, el conglomerado se designó Formación La Boca y la areniscas y conglomerado sobre la discordancia como Formación La Joya (Mixon *et al.*, 1959); esta última litología dada como formación se segregó del cuerpo arenoso originalmente incluido en la Formación Novillo y se omitió aclarar el cambio de nombre que afectó a esta última formación.

Una serie de problemas se presentan para la Formación Novillo. Imlay (1943) consideró que las relaciones estratigráficas de las formaciones Novillo y Zuloaga eran las mismas relaciones para las formaciones Smackover, Buckner y Haynesville, en el este de Texas y Luisiana, motivo por el que sustituyó el nombre Novillo por Zuloaga, no obstante que la litología, espesores, relaciones estratigráficas y moluscos son diferentes. Este cambio de nomenclatura fue (y es) aceptado impropiamente por numerosos trabajos (Carrillo-Bravo, 1961; Weidie y Wolleben, 1969; Salvador, 1991; Golhammer, 1999; Pindell *et al.*, 2020); sin embargo, el cambio de nomenclatura es rechazado por otros investigadores (Humphrey y Díaz, 1956, 2003; Rubio-Cisneros y Lawton, 2011). Para acentuar el problema de nomenclatura Fríes y Rincón-Orta (1965), propusieron el nombre Gneis Novillo para la roca metamórfica, de edad Pre-Cámbrico, que aflora en el cañón del mismo nombre, en el anticlinorio de Peregrina, Tamaulipas. Este nombre es aceptado con la categoría formal de formación por el LEM, con el argumento de que es impropio usar el mismo nombre para dos unidades estratigráficas, no obstante que la propuesta de Heim (1940) fue hecha con propiedad en su tiempo y con prioridad sobre la designación del gneis (unidad litodémica), el nombre Novillo para los estratos sedimentarios (unidad litoestratigráfica), inexplicablemente no es reconocido de forma apropiada en el LEM.

Estudios que actualmente realiza el autor de este trabajo y colaboradores sobre la Formación Novillo, demuestran que hay varias especies de *Gryphaea* en esta formación, con alcance estratigráfico pre-Oxfordiano. Dataciones de isotopía <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr de la concha de *Gryphaea* arrojan edad pre-Oxfordiano. Adicionalmente, el nombre de Formación Novillo es válido como unidad litoestratigráfica y está sujeta a una redefinición y actualización apropiada. Su correlación estratigráfica reviste suma relevancia geológica en la evolución geodinámica del oriente de México.

#### Formación Olvido

Heim (1940) definió a la Formación Olvido (“*Gypsum Beds*”) en la localidad de Huizachal, Tamaulipas (Figura 2). Escuetamente refiere que está compuesta por yeso, caliza y arenisca de colores verde, violeta, y rojo, sin dar mayor detalle. Su edad se consideró problemática y se indicó que su correlación no coincide con las columnas publicadas por Burckhardt (1930).

Carrillo-Bravo (1961) describió varias localidades de este cuerpo sedimentario con litología diversa (lutita, caliza, marga, yeso, conglomerado y arenisca), con espesor entre 100 a 200 m aproximadamente según la localidad. Su contacto inferior sugirió ser discordante sobre la

“Formación Zuloaga” propuesta por Imlay (Novillo de Heim), mientras que su contacto superior subyace a la Formación La Casita, a la que, impropiamente, la ubicó en Kimeridgiano Superior por la presencia de *Idoceras* sp. Al considerar el contacto inferior de la Formación Olvido sobre la “Formación Zuloaga” (de edad Argoviano), forzó a ser el contacto superior con la Formación La Casita (con *Idoceras* sp.), equívocamente al Kimeridgiano Superior. Carrillo-Btavo (op. cit.) propuso a la edad Kimeridgiano Inferior-Oxfordiano Superior para la Formación Olvido (Figura 1).

El LEM considera que la Formación Olvido no cumple con las normas del Código Estratigráfico; por lo tanto, se considera su categoría informal y recomienda hacer su revisión estratigráfica.

El autor de este trabajo y colaboradores han abordado la revisión de este intervalo litoestratigráfico para definir de manera formal a esta formación. Se compone de tres cuerpos con diferente litología (Figura 3). Circones en toba y rocas volcánica arrojan edad pre-Kimeridgiano, por lo tanto, los datos en progreso aportan un avance significativo a la geología del oriente de México y modifica correlaciones estratigráficas previas impropias para su vinculación con la evolución de apertura del Golfo de México.



Figura 3. La Formación Olvido se compone de tres miembros, en la base limolita y arenisca con yeso, en la parte media arenisca, caliza, conglomerado y toba, en la cima caliza. Explicación en el texto.

### Formación La Joya

En párrafos anteriores se mencionó que el cuerpo de arenisca en la base de la Formación Novillo (como lo propuso Heim, 1940), Mixon *et al.* (1956) lo segregó del cuerpo de arenisca para designarlo como Formación La Joya. Esta propuesta no abordó la redefinición de la equívoca designación de la “Formación Zuloaga” de Imlay citada anteriormente. La definición de la Formación La Joya incluye conglomerado, arenisca, lutita, limolita, arenisca de cuarzo y caliza lacustre, de colores verde, rosa y rojo. La localidad tipo se ubicó entre el camino que comunica a La Joya Verde (Figura 2) y Ciudad Victoria, con espesor de 33 m. El contacto inferior y el contacto superior se dio discordante (Mixon *et al.*, 1956). La edad de esta formación se consideró Jurásico Inferior o Medio.

Barboza-Gudiño *et al.* (2021) citan numerosas localidades en donde la Formación La Joya yace discordante sobre rocas previas, pero concordante y en cambio gradual debajo de litologías superiores.

Rubio-Cisneros y Lawton (2011), mediante isotopía U-Pb en circones detríticos, consideran que de la Formación La Joya, el grano más joven arroja  $163.6 \pm 2.6$  Ma (Caloviano), edad no concluyente. No hay dataciones adecuadas para esta formación.

El autor de este trabajo y colaboradores han obtenido muestras de toba y roca volcánica en esta formación y mediante isotopía U-Pb, de forma preliminar, se considera que, por posición estratigráfica y fechamientos, la edad de esta formación migra en tiempo y espacio, por lo tanto, regionalmente es diacrónica.

### Formación Minas Viejas

Humphrey y Díaz (1956) propusieron de manera informal, en un informe inédito, a esta formación. Su descripción litológica incluye yeso, con cantidades menores de lutita, arenisca y caliza. Su localidad tipo se designó en la sierra de Minas Viejas (Figura 2). Su contacto superior se consideró concordante y gradual con caliza de la Formación Zuloaga, mientras que el contacto inferior en su localidad tipo no aflora. Los citados autores

extrapolaron el nombre Minas Viejas para designar la alternancia de yeso, caliza y lutita, con más de 800 m de espesor, que subyace a caliza, yeso y arenisca, con espesor de 358 m, litologías que describieron como Formación Novillo en afloramiento al suroeste de Galeana, Nuevo León. La ausencia de fósiles diagnósticos no permitió dar edad a esta formación. Por posición estratigráfica Humphrey y Díaz (op. cit.) propusieron su edad Oxfordiano y posiblemente Caloviano.

El pozo Minas Viejas 1 (Figura 2), aledaño a la localidad tipo, de la cima a la base perforó 750 m de yeso, 3400 m de sal, con estratos laminares de limolita, arenisca, roca ígnea y en la base 350 m de caliza sin poderla atravesar (López-Ramos, 1982). Wall *et al.* (1961) y Eguiluz-de Antuñano (2001), mencionan varios pozos relativamente cercanos a la localidad tipo, con espesores gruesos de sal, que yace sobre caliza con derrames de lava, con su contacto inferior sobre conglomerado en facies continental.

Varios trabajos proponen que la sucesión estratigráfica del área de Galeana (Figura 2) se designe como Formación Olvido (Longoria, 1984; Michalzik (1988); Götte y Michalzik 1992; Goldhammer, 2001). Por notables diferencias litológicas e incertidumbre de edad esta propuesta no se ha aceptado. Cross (2012) expresa que la sucesión estratigráfica de Minas Viejas, que aflora al poniente del área de Galeana, Nuevo León, se use para designar 12 miembros formados por alternancia de yeso, caliza, rocas volcánicas y lutitas, con más de 2000 m de espesor, con ausencia de sal (Figura 1). Esta sucesión considera su contacto inferior sobre la Formación La Joya y su contacto superior debajo de la Formación La Casita. Cross (op. cit.) argumenta que la localidad tipo dada por Humphrey y Díaz (1956) carece de claridad, más no propone dar una nomenclatura apropiada para sustituir las litologías de superficie y subsuelo del área tipo de Minas Viejas.

Amezcuza *et al.* (2020), mediante isotopía de Sr, dataron la edad de depósito de la sucesión litológica del área de Galeana entre 169.15 Ma y 151.15 Ma (Bajociano-Oxfordiano).

La evolución del conocimiento estratigráfico conduce al autor de este trabajo y colaboradores para considerar que el nombre Formación Minas Viejas requiere ser revisado a detalle. Su correlación estratigráfica tiene importancia para analizar los cambios de facies entre cuencas circunvecinas. Se han obtenido datos que confirman que el contacto inferior de la Formación La Casita es discordante sobre litologías previas y esto, reviste importancia en la evolución geodinámica del oriente de México, como se mencionó anteriormente.

### Formación Tepexic

Erben (1956) propuso la calcarenita Tepexic para “una secuencia de sedimentos carbonáticos que afloran en la barranca del río Necaxa, entre Tepexic y el puente Acazapa”. La localidad tipo se propuso en el sifón del río con el puente citado (Figuras 1 y 2). Erben (op. cit.), de manera poco clara, describe tres localidades distantes entre sí. En una hay roca ígnea que yace en discordancia abajo de 0.5 m de calcarenita de color gris y grano relativamente fino, conglomerática con guijarros de la roca ígnea, con *Reineckia cf. neogaea*, *Gryphaea* sp. y *Nerinea* sp. Sobre el conglomerado hay lutitas negras de la Formación Tamán. Esta descripción se ubicó en el puente del cruce A de la planta eléctrica de Tepexic.

A considerable distancia de la localidad anterior, en una cascada se describieron 10-24 m de calcarenita gris de

grano fino a medio, en estratos medios a gruesos con coquinas dispersas, con *Reineckia cf. neogaea*, *Gryphaea* sp. El afloramiento presenta la base de calcarenita sobre un cuerpo intrusivo de basalto y hay fallas que yuxtaponen a lutitas negras con caliza negra arcillosa, de la base de la Formación Tamán y amonitas del Caloviano (*Erymnoceras cf. mixtecorum*). A corta distancia de la descripción anterior, en el puente Acazapa, sobre el sifón del río Necaxa, Erben (op. cit.) describe: “aflora la calcarenita Tepexic (como localidad tipo), que contiene aquí pocos amonitas calovianos (*Reineckia* sp., *Reineckeites* sp) Formación Tamán”.

Los párrafos arriba enunciados describen la litología de manera escueta en tres localidades separadas entre sí. La primera localidad refiere el contacto estratigráfico inferior en discordancia con un pórfido granodiorítico y 0.5 m de conglomerado con amonitas, cubierto por lutitas de la Formación Tamán. El segundo afloramiento describe calcarenitas sin especificar el espesor (10-20 m ?), limitadas por fallas en contacto con la base de la Formación Tamán (actualmente Formación Santiago). La tercera localidad (puente Acazapa), aflora calcarenita con amonitas escasas, estas dos últimas localidades en su redacción dejan imprecisas las relaciones estratigráficas de la Formación Tepexic (Figura 4).

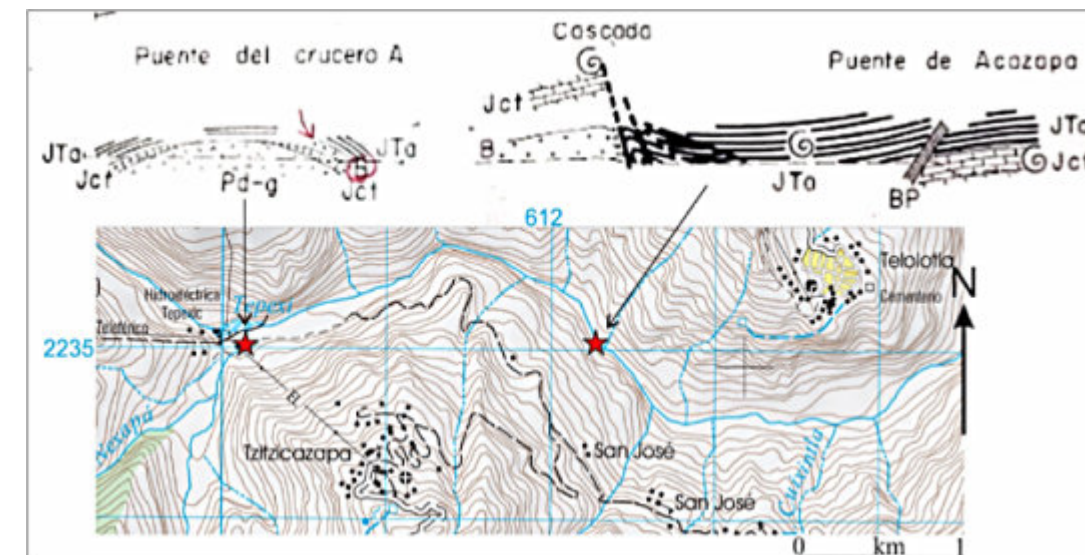


Figura 4. Ubicación de la localidad tipo de la Formación Tepexic propuesta por Erben (1956). El puente del cruce A actualmente cubierto por aluvión. El puente Acazapa (Apazapa) actualmente inaccesible y los contactos estratigráficos no son claros en la definición original. Entre ambas localidades hay ~5 km de distancia en línea recta.

Bonet y Carrillo-Bravo (1961) sugirieron elevar a categoría formal a la Formación Tepexic: “ya que las calcarenitas constituyen en realidad un elemento accidental, mientras que la mayor parte de la formación está constituida por calizas arenosas y areniscas calcáreas”. Cantú-Chapa (1971) en la localidad de Huehuetla, Hidalgo, reconoce tres unidades de calcarenita y una unidad de biolilita con *Liogryphaea nebrascensis*. El contacto inferior lo consideró en discordancia sobre rocas de origen continental y el contacto superior en cambio gradual con lutitas de la Formación Santiago (al redefinir su separación de la Formación Tamán). La presencia de *Neuquenicerias nueogaeum* y *Reineckia sp.*, sugieren la edad Caloviano Medio.

Estudios efectuados recientemente por el autor en la Formación Tepexic, confirman que no hay vestigios del puente del cruceo A al ser destruido por crecidas del río El Salto, afluente del río Necaxa. La localidad en donde afloró el contacto inferior de la calcarenita Tepexic ha sido cubierto por bloques de aluvión y sólo aflora un estrato de calcarenita, intercalado entre estratos gruesos de lutita negra (Figura 5), sin fósiles. La localidad Acazapa, se conoce por los habitantes del lugar como Apazapa.

Entre las localidades del puente del cruceo A y localidad tipo de la calcarenita Tepexic hay 5 km de distancia, el acceso es por una vereda semiabandonada, el puente que cruza el sifón del río, con ~20 m de desnivel, es inaccesible y los afloramientos descritos por Erben (1956), están cubiertos por vegetación densa y las fallas obliteran las relaciones estratigráficas.

Por lo anterior, el autor y colaboradores, con nuevos datos, proponemos reubicar y redefinir la sección tipo de la Formación Tepexic. Su conexión con fósiles potestativos de Panthalasia reviste importancia al no estar vinculado su depósito a la invasión marina del Tethys.

#### Formación Tamán

Heim (1940) describe de manera lacónica como Formación Tamán a la litología compuesta por: “well-bedded, black, fine-grained and microcrystalline limestones, alternating with black shales”, con más de

1000 m de espesor. Varias especies de *Haploceras*, *Aspidoceras* y *Aulacomyella*, asignan edad Kimmeridiano-Tithoniano Inferior a esta formación que afloran en la villa de Tamán, considerada como localidad tipo (Figura 2). Cantú-Chapa (1969, 1971) redefinió a esta formación con una descripción litológica y bioestratigráfica apropiada y el LEM considera su rango formal. Con base en datos antecedentes Cantú-Chapa (op. cit.) separó dos conjuntos litológicos, el conjunto inferior (arcilloso) lo designó como Formación Santiago, el conjunto superior (calcáreo y areno-arcilloso) conservó el nombre Tamán. La presencia de *Ataxioceras subinvolutum* y *Methaploceras subnereus* indican la edad Kimmeridiano Inferior a Kimmeridiano Medio. Su contacto superior yace concordante y gradual debajo de la Formación Pimienta y su contacto inferior Cantú-Chapa (1971) lo refiere concordante y gradual sobre la Formación Santiago o el miembro San Andrés. En el subsuelo la Formación Tamán (mayormente lutita y caliza) se intercala con calcarenitas de la Formación San Andrés (como facies de talud), con relaciones complejas (Sánchez-Martínez, 1992).

En otras localidades el contacto inferior de la Formación Chipoco (calcarenita) yace sobre lutitas de la Formación Tamán (miembro arcillo calcáreo = Formación Santiago), así lo describe Hermoso y Martínez (1972).

La Formación Tamán requiere estudios complementarios que el autor de este trabajo realiza en afloramientos selectos (Figura 6).

#### Formación Santiago

Esta formación se propuso en un informe inédito como miembro inferior (arcilloso) de la Formación Tamán (Reyes, 1964). Cantú-Chapa (1969) elevó al rango formal a la litología compuesta por estratos de lutita laminar, capas delgadas de caliza y nódulos calcáreos. Su localidad tipo se propuso en el arroyo Santiago, cercano de la localidad Tamán. Con base en amonitas su edad comprende desde el Caloviano Superior al Oxfordiano Superior. Su contacto inferior en su localidad tipo no aflora y el contacto superior es concordante y gradual con la Formación Tamán. En otras localidades se reporta el contacto inferior concordante y gradual con la Formación Tepexic (Cantú-



Figura 5. Remanente de la Formación Tepexic en el río El Salto, afloramiento cercano al malacate de la planta eléctrica Necaxa (carta topográfica en la Figura 4). Una capa de calcarenita de espesor variable está intercalada entre lutita negra, ambas litologías forman un pliegue, cuya génesis se interpreta como deformación de sedimento blando (slump). Nótese que los depósitos de aluvión (Juni de escala) cubren mayormente el lugar. Kleine de escala con 40 cm de altura.



Figura 6. Contacto entre las formaciones Santiago (Js) compuesta por estratos gruesos de lutita, con amonitas en la cima, y Tamán (Jt) compuesta por estratos gruesos de caliza arenosa (posibles abanicos de piso marino). Falla normal de salto métrico desplaza al contacto (f). Localidad Tzitzicazapa en la Figura 4.

Chapa, 1971) y el contacto superior con la Formación Chipoco (Aguayo, 1977) o Tamán, como ya se indicó.

Hermoso y Martínez (1972) argumentan que el nombre Formación Santiago está en sinonimia con una unidad volcánica del Grupo Pachuca, nombre publicado previamente en el resumen de una carta geológica (Geyne, 1963) y proponen sustituir el nombre Santiago por Tlacuilola, con su localidad tipo en el rancho del mismo nombre, en el valle del río Moctezuma.

El LEM cita lo siguiente: *“El término Santiago ha sido utilizado en México para otras dos unidades; entre ellas la propuesta por Cantú-Chapa (1969) para rocas que afloran en el centro-este de México de edad Caloviano-Oxfordiano y, por otro lado, la propuesta por Pantoja-Alor (1970), la cual aflora al noreste de Nochixtlán, en las cercanías de Santiago Ixtaltepec del Mississipico. Aun cuando por principio de prioridad el término Formación Santiago es válido para esta unidad; se considera adecuado considerar como válida y formal la propuesta de Sánchez-Rojas et al. (2005) a fin de resolver en parte la problemática nomenclatural existente; asimismo cabe mencionar que dicha propuesta cumple con lo establecido en los artículos 7 y 30b del Código de Nomenclatura Estratigráfica (NASCN, 1983 y 2005)”*.

El autor de este trabajo y colaboradores que participan en este proyecto, consideramos que la Formación Santiago (como unidad litoestratigráfica), no tiene sinonimia con otras dos descripciones litológicas. El nombre Riolita Santiago, para una roca volcánica, corresponde a la unidad litodémica reconocida en superficie y subsuelo por la minería, anteponiendo la litología previa al nombre, su uso es correcto. Por otro lado, la propuesta de Pantoja-Alor (op. cit.), como unidad litoestratigráfica, no es procedente y requiere ser revisada su nomenclatura, por ser posterior a la propuesta dada por Cantú-Chapa (1969).

#### Formación Chipoco

Hermoso y Martínez (1972) de manera formal, proponen la Formación Chipoco para describir caliza de textura grainstone, mudstone y lutitas calcáreas (que en informes inéditos de Petróleos Mexicanos se refirió como Tamán

Mixto). Su espesor se estimó en 200 m, con su contacto inferior sobre la Formación Santiago (miembro arcillo calcáreo Tamán). Su localidad tipo está cercana al poblado de Chipoco (Figura 2). En otras localidades el contacto inferior está sobre la Formación Cahuwasas (Aguayo, 1977), mientras que su cima yace en contacto gradual y concordante a la Formación Pimienta. Sin presentar pruebas la edad de esta formación se propone Oxfordiano Superior – Kimeridgiano y se correlaciona con el miembro San Andrés. Aguayo (1977) sugiere que la Formación Chipoco se depositó en facies de plataforma al sureste (área Molango, Hidalgo) y varió a facies de talud al noroeste (área Xilitla, San Luis Potosí, Figura 7).

El autor de este trabajo y colaboradores consideramos de interés relevante el estudio apropiado de esta formación como trampa estratigráfica y yacimiento de manganeso de clase mundial (Chávez-Téllez, 2021). La variación lateral de facies de plataforma lagunar, sobre un alto paleogeográfico al sureste, y facies de talud-cuenca al noroeste, vinculado al frente tectónico de la Sierra Madre Oriental alóctono (Suter, 1980; Eguiluz et al., 2000); por lo tanto, surge la curiosidad de explorar el bloque autóctono, sobrepuesto al bloque alóctono, con objetivos económicos.

#### Formación San Andrés

El LEM no reconoce a esta unidad litoestratigráfica. Con el nombre de "Caliza San Andrés" se designó a la zona superior en que se dividió la sucesión de litologías de edad Kimeridgiano en los yacimientos petroleros de San Andrés, Hallazgo y Gran Morelos (Figura 2), en el subsuelo de la cuenca Misantla (Carrillo-Martínez, 1960). La Caliza San Andrés en los yacimientos citados tiene espesor promedio de 74 m, subyace a la Formación Pimienta (Tithoniano) y yace sobre calizas café oscuro (Formación Tamán), la que a su vez yace sobre caliza café claro y arenisca que descansa sobre un bloque alto de basamento. Se infiere que Carrillo-Martínez (op. cit.) refiere su localidad tipo al campo petrolero San Andrés en el subsuelo. Stabler (1972 a) describió sus características litológicas en el campo Tamaulipas-Constituciones, en la cuenca Tampico. Cantú-Chapa (1969) consideró su nombre (indebidamente) como

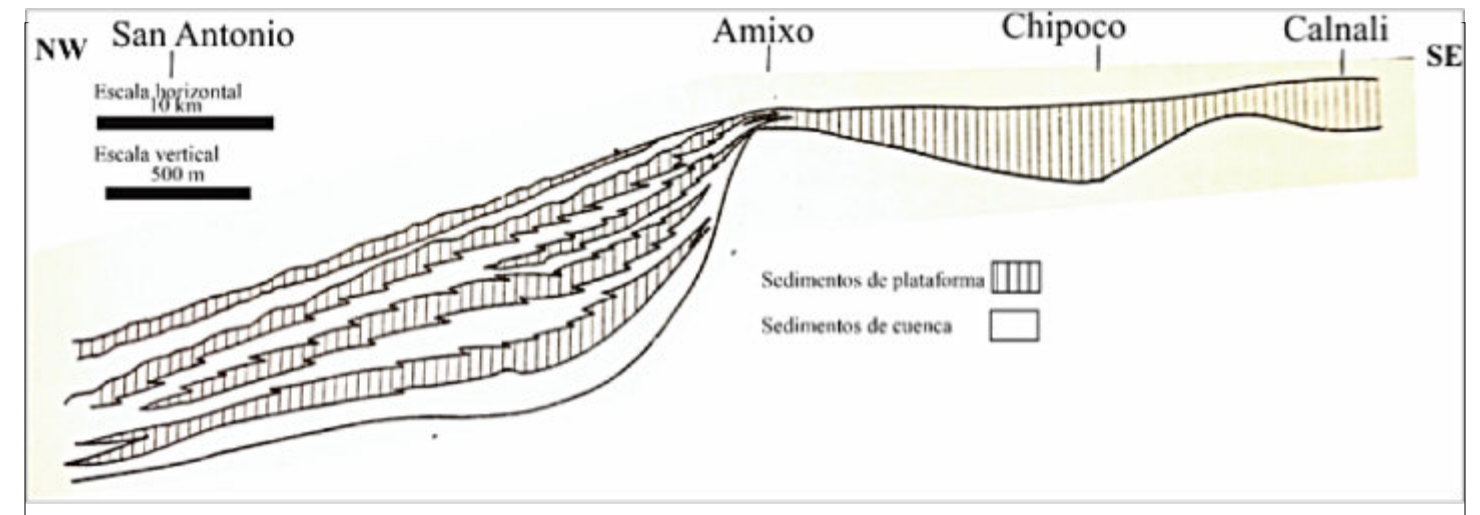


Figura 7. Modelo de depósito de la Formación Chipoco (Aguayo, 1977, modificado por el autor). Al SE facies lagunares cambian al NW a facies de talud (turbiditas) intercaladas con facies de cuenca (lutita).

un miembro de la Formación Tamán y no tiene una posición estratigráfica definida, puede yacer sobre lechos rojos o estar incluida entre estratos de la Formación Tamán. Sánchez-Martínez (1992) propone que los cuerpos de ooides intercalados entre la Formación Tamán son facies de talud, derivados de una plataforma calcárea, sedimentación similar al modelo de depósito de la Formación Chipoco descrita por Aguayo (1977).

Las facies sedimentarias y edad de las formaciones San Andrés y Chipoco reviste importancia geológica para relacionarlas con un evento tectono-sedimentario relacionado a la apertura del Golfo de México y su comunicación con cuencas al occidente. El autor de este trabajo y colaboradores estudian este periodo relevante, que se relacionan con discordancias en la base del Kimeridgiano en el noreste de México.

#### Formación Cahuwasas

Carrillo-Bravo (1965) formalmente designó a la sucesión sedimentaria integrada por arenisca, conglomerado y limolita, de color rojo y verde grisáceo, en facies de ambiente continental, con más de 1000 m de espesor, cuya localidad tipo se ubica en el rancho del mismo nombre, en el estado de Hidalgo (Figura 2). Su contacto inferior está sobre la Formación Huayacocotla y su contacto superior yace debajo de la Formación Tepexic, o la base de lo que se consideró Formación Tamán

posteriormente denominada Santiago). Su edad se considera pre-Caloviano. Suter (1980) identificó tobas intercaladas en esta formación. Esta formación se correlaciona litológica y ambientalmente coetánea con la Formación La Joya.

El autor de este trabajo y colaboradores consideramos que esta formación requiere estudios complementarios vinculados con la evolución del vulcanismo rift, durante la apertura del Golfo de México.

#### Formación Tenexcate

En un informe inédito de Petróleos Mexicanos se propuso el nombre Tenexcate para describir la litología de conglomerado gris verdoso, con fragmentos de rocas ígneas extrusivas en matriz arenosa tobácea, en estratos de 0.40 m a 1.00 m de espesor, intercaladas entre limolita gris verdoso y rojo, con 295 m de espesor. Su localidad tipo es en el pozo Tenexcate 1 (Figura 2) y se distribuye en el subsuelo en otros pozos (Tecoantepec 1, Gachupinate 1, Manigua 1, Carolina 1, Entabladero 2). En superficie (área de Tlapacoya, Veracruz) se reconoce con espesores gruesos de toba, riolita y andesita, intercaladas entre conglomerado, arenisca y limolita de color rojo y verde. El contacto inferior yace en discordancia angular sobre la Formación Huayacocotla, o esquisto, y su contacto superior yace debajo de la Formación Tepexic o Santiago. Por posición estratigráfica la edad de la Formación

Tenexcate se considera pre-Caloviano y se correlaciona como un cambio de facies con la Formación Cahuwasas.

Su definición carece de la normatividad apropiada que establece el Código de Nomenclatura. Su estudio es importante por el mayor contenido volcánico relacionado con la evolución del magmatismo rift durante la apertura del Golfo de México. Así mismo, se requiere dar formalidad al rango estratigráfico de esta formación que aflora en superficie.

#### Anhidrita Metate

El nombre de esta unidad litoestratigráfica es informal, proviene de un reporte inédito de Petróleos Mexicanos (Stabler, 1972 b), el informe refiere la litología de limolita, arenisca, marga, anhidrita y halita, penetrada por el pozo Metate 1, ubicado en el área de San José de las Rusias, Tamaulipas (cuenca jurásica de Tampico, figuras 1 y 2). Se considera que su depósito pudo ocurrir en ambiente lacustre continental (Madrid-Solís, 1975; Warren et al., 1985). Esta unidad estratigráfica es citada en diversos trabajos publicados (Salvador, 1991, Horbury, et al., 2003) y su litología tiene relevancia estratigráfica en la evolución sedimentaria del periodo Jurásico. La litología de anhidrita se distribuye de forma regional en los pozos Huapango 1, Guadalcazar 1, Retama 2. El contacto inferior yace sobre estratos de arenisca y conglomerado de color rojo, de ambiente continental y subyace a caliza arcillosa con capas de yeso, que se ha correlacionado con las formaciones Zuloaga u Olvido. Se desconoce su edad.

Esta litología tiene escasos datos publicados, por lo que su estudio sale de los alcances de este proyecto.

#### Formación Huehuetepic (Palo Blanco)

González-García (1970) definió la Formación Huehuetepic compuesta por dos unidades. La unidad inferior (facies marina), en la base inicia con calcarenitas y calizas fosilíferas, de color café parduzco, cubiertas por estratos de micrita y limolitas calcáreas y el conjunto litológico tiene 20 m de espesor. Su contacto inferior aparentemente es discordante con la Formación Cahuwasas. La unidad superior, (facies evaporítica) la

integra anhidrita, capas de sal, lutita roja y en la cima nuevamente anhidritas con lutitas de color rojo y verde grisáceo, con espesor de 120 m. Su contacto superior subyace a la Formación Tepexic. Su nombre y localidad tipo procede del pozo Huehuetepic 1 (figuras 1 y 2), se reconoce su litología por muestras de canal, registros geofísicos y núcleos en pozos del subsuelo de la región de Cerro Azul, Veracruz. La presencia de *Keplerites* sp., y por posición estratigráfica datan la edad de esta formación en el Caloviano Inferior (Cantú-Chapa, 1969). El LEM considera a esta formación con el rango formal.

Cantú-Chapa (1969) propuso la Formación Palo Blanco en base a muestras de núcleos de pozos con amonitas. El nombre y localidad tipo proviene del pozo Palo Blanco 112, núcleos 6 (3468.5-3474 m) y 5 (3444-3450 m), en predios de la Hacienda Palo Blanco, Municipio de Álamo, Veracruz. Se reconoce su distribución en el subsuelo mediante pozos al noroeste de Poza Rica Veracruz. La litología obtenida de núcleos de pozos está compuesta por limolita negra a café parduzco, ligeramente calcárea y carbonosa, lutitas calcáreas café claro y calizas café oscuro a negras. El espesor y contactos estratigráficos no se describieron por diferentes razones. La presencia de amonitas semejantes a *Wagneniceras* aff. *wagneri* en el núcleo 6 y de *Keplerites* sp. en el núcleo 5, acorde a Cantú-Chapa (op. cit.), datan a la Formación Batoniano Superior-Caloviano Inferior. Esta unidad litoestratigráfica no es reconocida por el LEM.

El autor de este trabajo considera inadmisibles que no existiera colaboración interinstitucional entre las áreas de operación e investigación petrolera, para integrar la litoestratigrafía y la bioestratigrafía de los pozos productores de aceite de ese intervalo estratigráfico. Adicionalmente, la Comisión Nacional de Hidrocarburos no posee el inventario para tener acceso a los fósiles y constatar la taxonomía de las amonitas, debidamente identificadas en los núcleos de los pozos referidos y, además, se requiere un pago para ingresar a la litoteca que, "supuestamente", guarda el material paleontológico. Por lo anterior la investigación del proyecto en proceso tiene limitaciones.

Las formaciones Pimienta y La Casita, ambas reconocidas en el LEM como unidades formales, no tienen la misma edad, su correlación es inapropiada, su análisis está fuera de los objetivos del presente trabajo. La labor que ha realizado el LEM para describir la evolución de la nomenclatura es meritorio; sin embargo, inexplicablemente no ha realizado propuestas para corregir lo que este proyecto propone realizar.

#### Análisis tectónico

La integración y análisis estratigráfico conduce al autor y colaboradores de este proyecto a considerar el aspecto tectónico. Dos periodos sobresalientes en su evolución regional son preponderantes. Uno en el Jurásico Medio y Superior durante la apertura rift y otro en el Paleógeno con inversión de fallas, acortamiento y traslape tectónico.

Varias secuencias estratigráficas se reconocen en el depósito sedimentario del intervalo estratigráfico en estudio (Horbury et al., 2003). Un dato sobresaliente es la discordancia angular entre la Formación Huayacocotla, La Boca, o rocas más antiguas que yacen por abajo de las formaciones La Joya, Cahuwasas o litologías del Bajociano-Oxfordiano. Este dato sugiere la existencia de un periodo de deformación mayor. La edad de esta deformación es imprecisa en el oriente de México, sin embargo, en el occidente de México hay constancia de rocas deformadas, con amonitas del Aaleniano, en discordancia angular con estratos continentales y marinos datados en el Jurásico

Superior (Eguiluz et al., 2014; Eguiluz, 2025). Rocas pre-Bajociano tienen diferentes grados de alteración, desde pizarra a esquisto, existen pocos estudios de la deformación de estas rocas, no tienen una componente preferente de acortamiento sigma 1 o de extensión sigma 3. Por lo tanto, no hay datos estructurales suficientes para validar, por el momento, una orogenia. Un término para describir esta deformación se ha dado como tectogénia (Eguiluz, 2025).

El modelo de apertura de extensión en la parte norte del Golfo de México se extrapoló al oriente de México (Salvador, 1991; Mixon et al., 1959; Goldhammer, 1999); sin embargo, otros trabajos reconocen que el oriente de México, durante la apertura rift, tuvo traslación tangencial al movimiento del bloque de Yucatán; por lo tanto, se postula que la deformación en las cuencas del oriente de México (Figura 2), pudo ocurrir en ambiente tectónico diverso, contemporáneo de extensión y acortamiento oblicuo (Patiño-Ruiz et al., 2021).

La integración estratigráfica en proceso conduce a considerar que la invasión marina del Jurásico Medio, que aflora en la parte continental de México, procede de Panthalasia como lo ha propuesto Cantú-Chapa (2001). El Corredor Hispánico es una fantasía sin fundamentos apropiados entre dos pisos diferentes, el Jurásico Inferior (Erben, 1956) y el Jurásico Medio (Bartok et al., 1985). El umbral tectónico del este de México (Figura 8, Patiño-Ruiz

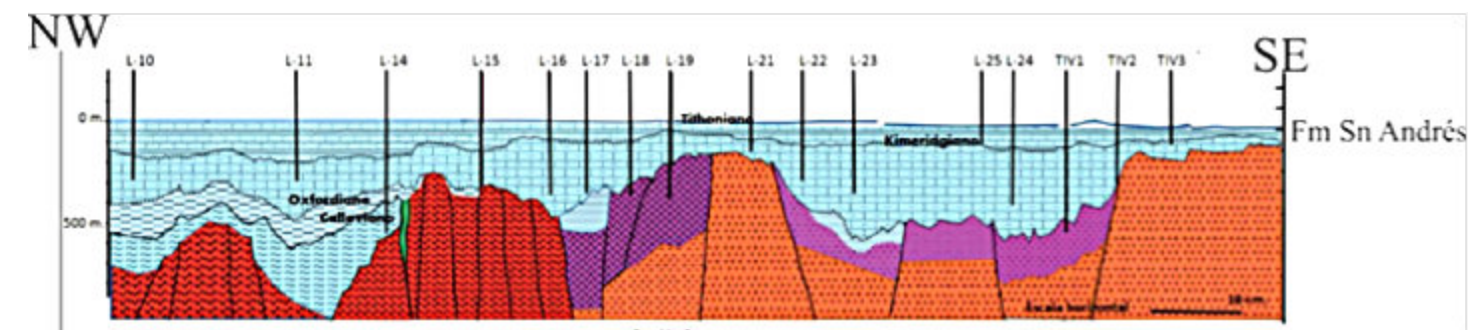


Figura 8. Configuración estructural de la cuenca Misantla. Al SE el umbral que limita a la cuenca y, sobre este, el depósito de bancos oolíticos San Andrés del Kimeridgiano. Ubicación de la sección en la Figura 2. Tomado de Patiño-Ruiz et al, 2021, modificado en este trabajo.

et al., 2021) y la integración estratigráfica que se aborda aquí, como preámbulo del proyecto en elaboración, conducen a considerar que la comunicación entre los océanos de Panthalasia y Tethys ocurrió tardíamente en el Jurásico Superior (Eguiluz y López, 2024). Por lo tanto, la apertura del Golfo de México, con respecto a las cuencas de Tampico, Misantla, Sabinas y Centro de México, tienen un desarrollo independiente, estratigráficamente no vinculante en su proceso inicial, formaciones Novillo, Olvido, Tepexic, versus Louann, Norphlet, Smackover en el norte y Todos Santos, en el sur Golfo de México (Snedden et al., 2020).

La génesis rift del graben del Rhin y Mar del Norte (Ravnas y Steel, 1998; Folkestad et al., 2003), pueden considerarse análogos geológicos con las cuencas del oriente de

México, con sus respectivos paralelismos; sin embargo, su analogía con la cuenca pérmica en Texas es más bien comparable desde el punto de vista económico petrolero (Guzmán, 2022).

Estudios previos reconocen que el transporte del orógeno mexicano en el Paleógeno (Napa de Parras-Aramberri y Frente tectónico de la Sierra Madre Oriental), traslapó la parte occidental de las cuencas de Tampico y Misantla (Suter, 1980; Eguiluz et al., 2000; Fitz-Díaz et al., 2018). Varios afloramientos descritos previamente tienen transporte tectónico, su aloctonía requiere considerarse para interpretar modelos sedimentarios y la magnitud del traslape del orógeno, sobre el bloque autóctono en el subsuelo, es necesario tenerlo en cuenta para la exploración de recursos naturales (Figura 9).

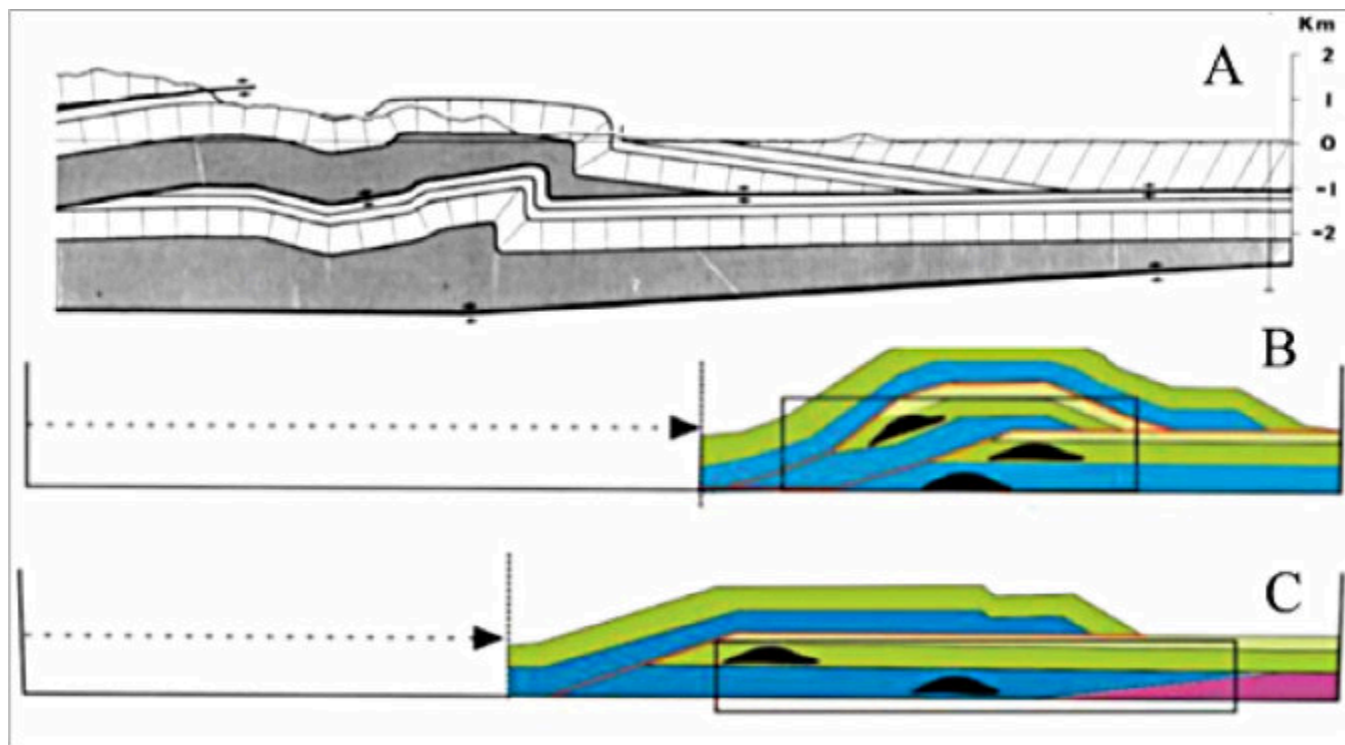


Figura 9. Modelos estructurales: A) Anticlinorio de Huayacocotla (Suter, 1987). B) Acortamiento dúplex complejo y C) Traslape por doblamiento de falla (Newson, 2001). Los hipotéticos yacimientos petroleros en el bloque cabalgado (color negro en las figuras) son la oportunidad de exploración de áreas frontera.

Trabajos estructurales en proceso por el autor y colaboradores podrán aportar datos que ayuden a mejorar la comprensión de la evolución tectónica regional.

#### Consideraciones en proceso

Este trabajo no propone conclusiones, preliminarmente se analiza brevemente la evolución de la nomenclatura estratigráfica de un intervalo particular (Bajociano al Kimeridgiano). Se realiza un diagnóstico preliminar sobre cambios a la nomenclatura litoestratigráfica y se propone un

plan de trabajo para dar solución a varios problemas detectados. La nomenclatura estratigráfica es un proceso dinámico que evoluciona acorde a datos nuevos que se integran al conocimiento geodinámico y ayudan en la exploración económica de recursos naturales. Localidades tipo de varias formaciones ubicadas en el orógeno mexicano tienen aloctonía tectónica, esta aloctonía afecta la interpretación de modelos de facies que requieren incluir el transporte. Con base en la integración litológica derivada de la definición de formaciones, aunado al marco estructural y paleogeográfico de las cuencas, se propone reinterpretar el desarrollo inicial, no vinculante, con la estratigrafía de apertura del Golfo de México al norte y sur de este. Trabajos en proceso serán publicados como continuación de esta obra. La contribución que el lector pueda hacer a este trabajo será de gran ayuda.

#### Conflicto de intereses

Este proyecto no tiene conflicto de intereses, la información obtenida proviene de trabajos publicados y afloramientos. Los recursos económicos son aportados por el autor y colaboradores de este y futuros trabajos.

#### Agradecimientos

Se agradece el apoyo dado por los pobladores de varias localidades por su colaboración en el campo. A los revisores de este trabajo se agradecen sus observaciones.

#### Bibliografía

- ACSN (American Commission on Stratigraphic Nomenclature), 1947, Note 1- Organization and objectives of the Stratigraphic Commission: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 31 (3), 513-518.
- ACSN (American Commission on Stratigraphic Nomenclature), 1961, Code of stratigraphic nomenclature: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 45 (5), 645-665.
- ACSN (American Commission on Stratigraphic Nomenclature), 1970, Code of stratigraphic nomenclature (2da ed.): American Association of Petroleum Geologists, 45 p.

Aguayo, J.E., 1977, Sedimentación y Diagénesis de la Formación "Chipoco" (Jurásico Superior) en afloramientos, estados de Hidalgo y San Luis Potosí, Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, IX (1), 11-47.

Amezcuca, N., H. Rochin, and L.E. Martínez, 2020, Preliminary Strontium Isotope Stratigraphy of the Jurassic Minas Viejas Formation, México, Search and Discovery Article #51652, Extended abstract, 1-17.

Aranda-García, M. 1984, Estudio Estratigráfico-Sedimentológico del Jurásico Superior, Prospecto Concepción del Oro, Etapa II, Petróleos Mexicanos, informe NEM-1964, 143 p. (inédito).

Barboza-Gudiño, R., Zavala-Monsiváis, A., CastellanosRodríguez, V., Jaime-Rodríguez, D., and Almaraz-Martínez, C., 2021, Subduction-related Jurassic volcanism in the Mesa Central province and contemporary Gulf of Mexico opening, Journal of South American Earth Sciences, 108. doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102961.

Bartok, P.E., O. Renz, G.E.G. Westermann, 1985, The Siquisique ophiolites, Northern Lara State, Venezuela: A discussion on their Middle Jurassic ammonites and tectonic implications, Geological Society of America Bulletin, 96, 1050-1055.

Bonet, M.F., Carrillo-Bravo, B.J., 1961, Sobre la llamada Formación Paltotecoya: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 13 (7-8), 259-268.

Burckhardt, C., 1930, Étudé Synthétique sur le Mésozoïque mexicain, Première Partie: Mémoires Société Paléontologique Suisse 49,1-123.

Cantú-Chapa, A., 1969, Estratigrafía del Jurásico Medio-Superior del subsuelo de Poza Rica, Ver. (Área de Soledad Miquetla): Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 1, (1), 3-9.

- Cantú-Chapa, A., 1971, La Serie Huasteca (Jurásico Medio Superior) del centro este de México, *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 3 (2): 17-40.
- Cantú-Chapa, A., 2001, Mexico as the Western Margin of Pangea based on biogeographic evidence from the Permian to the Lower Jurassic, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: AAPG Memoir 75*, 1–27.
- Carrillo-Bravo, J., 1961, Geología del Anticlinorio Huizachal Peregrina al N-W de Ciudad Victoria, Tams., *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros Boletín*, 13, 1–98.
- Carrillo-Bravo, 1965, Estudio Geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla, *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros Boletín*, 17, 73-96.
- Carrillo Martínez, P., 1960, Estudio geológico de los campos petroleros de San Andrés, Hallazgo y Gran Morelos, Estado de Veracruz, *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros Boletín*, 12 (1-2), 1-73.
- Chávez Tellez, K., 2021, Estudio geológico y mineralógico del yacimiento manganesífero de la Unidad Molango, en el Distrito minero de Molango, Hidalgo, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis, 178 p.
- Comisión Norteamericana de Nomenclatura Estratigráfica (Comité ad hoc: Núñez-Useche, F., Bernal Rodríguez, L.R., Castro Mora, M., López-Doncel, R.A., López-Palomino, I., Mesa, V, Ramos Collorana, W.), 2024, Código Estratigráfico Norteamericano: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 76 (1), A240124. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2024v76n1a240124>
- Cross, G.E., 2012, Evaporite deformation in the Sierra Madre Oriental, northeastern Mexico: Décollement kinematics in an evaporite-detached thin-skinned fold belt, University of Texas at Austin, Ph.D. Thesis, 547 p.
- Eguiluz-de Antuñano, S., 1976, Estudio Geológico de la Sierra del Oratorio, Estado de Coahuila, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Licenciatura, 65 p.
- Eguiluz de A., S., M. Aranda-G., and R. Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, *México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53, 1–26.
- Eguiluz-de Antuñano, S., 2001, Geologic Evolution and gas resources of the Sabinas Basin in Northeastern Mexico, In: Bartolini, C., R.T. Buffler, Cantú-Chapa (eds.), *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems. American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 75, 241-270.
- Eguiluz y de Antuñano, S., 2025, Contribución al conocimiento geológico del Mesozoico en la parte Norte del Terreno Tahué, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 77(1), A041124. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2025v77n1a041124>
- Eguiluz y de A.S., Aranda-García, M., Buitrón-Sánchez, B.E., 2014, Las formaciones Gran Tesoro y Nazas: evolución de las secuencias Triásico Superior-Jurásico Inferior en México y su significado tectogenético, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66 (3), 507-539.
- Eguiluz y de A., S., López Martínez R., 2024, Calpionélidos en una sucesión vulcanosedimentaria en Guanaceví, Durango, occidente de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 76(1), A300124. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2024v76n1a300124>
- Erben, H.K., 1956, Estratigrafía y Paleontología del Jurásico Inferior y Medio Marino de la Región Central de la Sierra Madre Oriental, *Congreso Geológico Internacional, XX Sesión, Excursión C-8*, 54 p.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T.F., Juárez-Arriaga, E., Chávez-Cabello, G., 2018, The Cretaceous Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics: *Earth-Science Reviews*, 183, 56-84. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.03.002>
- Folkestad, A., Nicholas Satur, Torben Olsen, and Arnfinn Rømuld, 2003, The Aggradational to Retrogradational Stacking Pattern of the Hugin Formation (Callovian - Early Oxfordian) Southern Viking Graben, North Sea, AAPG Annual Meeting, Houston, Texas, March 10-13, 2002.
- Fries, C. Jr., Rincón-Orta, 1965, Nuevas aportaciones geocronológicas empleadas en el laboratorio de geocronología, *Boletín del Instituto de Geología*, 73, 57-133.
- Geyne, A.R., Fries, C., Segerstrom, K., Blanck, R.F., Wilson, I.F., 1963, Geología y yacimientos minerales del distrito de Pachuca-Real del Monte, Hidalgo México: Consejo de Recursos Naturales no renovables 1963.
- Goldhammer, R.K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphic evolution of northeast Mexico: *Geological Society of America Special Paper* 340, 1-58.
- Goldhammer, R.K., and Johnson, C.A., 2001, Middle Jurassic-Upper Cretaceous paleogeographic evolution and sequence-stratigraphic framework of the northwest Gulf of Mexico rim, in Bartolini, C., Buffler, R.T., and Cantú-Chapa, A., eds., *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir* 75, p. 45-81.
- González-García, R., 1970, La Formación Huehuetepic, nueva unidad litoestratigráfica del Jurásico de Poza Rica, *Ingeniería Petrolera*, 10 (7), 5-22.
- Götte, M., and Michalzik, D., 1992, Stratigraphic relations and facies sequences of an Upper Jurassic evaporitic ramp in the Sierra Madre Oriental (Mexico): *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I*, v. 6, p. 1445-1466.
- Guzmán, A.E., 2022, Tampico-Misantla: A premier super basin in waiting, *AAPG Bulletin*, 106, (3), 495–516.
- Heim, A., 1926, "Notes on the Jurassic of Tamazunchale (Sierra Madre Oriental, Mexico)," *Eclogae Geol. Helvetiae*, 20 (1), 84-89.
- Heim, A., 1940, The Front Ranges of Sierra Madre Oriental, Mexico, from Ciudad Victoria to Tamazunchale: *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 33, (2), 313–362.
- Hermoso de La Torre, C., Martínez-Pérez, J., 1972, Medición detallada de formaciones del Jurásico Superior en el frente de la Sierra Madre Oriental: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 24(1-3), 45-63.
- Horbury, A.D., S. Hall, F. González-P., D. Rodríguez-F., A. Reyes-F., P. Ortiz-G., M. Martínez-M., and G. Quintanilla-R., 2003, Tectonic sequence stratigraphy of the western margin of the Gulf of Mexico in the late Mesozoic and Cenozoic: Less passive than previously imagined, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir* 79, p. 184–245.
- Humphrey, W.E., Díaz, T., 1956, Jurassic and Lower Cretaceous stratigraphy and tectonics of northeast Mexico, *PEMEX NEM* 799, 186 p. Informe inédito.
- Humphrey, E.W., Díaz, T., 2003, Jurassic and Lower Cretaceous Stratigraphic and Tectonics of Northeast Mexico, *Bureau of Economic Geology, Report of Investigations* 267, 152 p.
- Imlay R.W., 1937, Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 48(5), 567-630.
- Imlay R.W., 1938, Studies of the Mexican Geosyncline, *Geological Society of America Bulletin*, 49, 1651-1694.

- Imlay, R.W., 1943, Jurassic formations of the Gulf Region, AAPG Bulletin, 27,1407–1544.
- Longoria, J.F., 1984, Stratigraphic studies in the Jurassic of Northeastern Mexico: Evidence for the origin of the Sabinas basin, The University of Texas, Geosciences Program, 171-193.
- López-Caballero, I., 2009, Bioestratigrafía y Tafonomía de la sección estratigráfica Puerto Piñones (Jurásico Superior) del área de Saltillo, Coahuila, México. Tesis, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México 169 p.
- López-Ramos, E., 1982, Geología de México, Tomo II: México, D.F., Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, 454 p.
- Madrid-Solís, A., 1975, Estudio Sedimentológico Económico del Jurásico, Área Oriente Península de Tamaulipas, Petróleos Mexicanos, Informe NE-M-1368, 1-141.
- Michalzik, D., 1988, Trias bis tiefste Unter-Kreide der nordöstlichen Sierra Madre Oriental, Mexiko – Fazielle Entwicklung eines passive Kontinentrands [Ph.D. thesis]: Darmstadt, Germany, Technischen Hochschule Darmstadt, 270 p.
- Mixon, R.B., G.E. Murray, and T. Díaz-G., 1959, Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic), State of Tamaulipas, Mexico: AAPG Bulletin, 43, 757–771.
- Muir, J.M., 1936, Geology of the Tampico Region, Mexico: Tulsa, Oklahoma, AAPG, 280 p.
- Newson, A.C., 2001, The future of natural gas exploration in the Foothills of the western Canadian Rocky Mountains, The Leading Edge. Consultado el 20 de octubre 2016. <http://www.mooseoils.com/newson3.pdf>,
- Oivanki, S.M., 1974, Paleodepositional environments in the Upper Jurassic Zuloaga Formation (Smackover), northeastern Mexico: Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, v. 26, p. 258-278.
- Pantoja-Alor, J., 1970, Rocas sedimentarias paleozoicas de la región centro-septentrional de Oaxaca: Sociedad Geológica Mexicana, Libro guía de la Excursión México-Oaxaca, 67-84.
- Patiño-Ruiz, J., Román Sánchez Martínez, M. Mercedes Guerrero Tristán, Julieta Martínez García, Emery Payán Báñales, José Ramón Bravo Pérez, 2021, Evolución Jurásica de la Cuenca Mesozoica del Centro – Este de México, Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, XLIII (2), 5-21.
- Pindell, J., Weber, B., Hale-Erlich, W., Cossey, S., Bitter, M., Molina Garza, R., Graham, R., and Erlich, R.N., 2020, Strontium isotope dating of evaporites and the breakup of the Gulf of Mexico and Proto-Caribbean Seaway, *in* Martens, U., and Molina Garza, R.S., eds., Southern and Central Mexico: Basement Framework, Tectonic Evolution, and Provenance of Mesozoic–Cenozoic Basins: Geological Society of America Special Paper 546, doi.org/10.1130/2020.2546(12).
- R. Ravnås, R., and R. J. Steel, 1998, Architecture of Marine Rift-Basin Successions, AAPG Bulletin, 82 (1), 110–146.
- Reyes, D.E., 1964, El Jurásico Superior del área de Tamán, S.L.P., Petróleos Mexicanos, Superintendencia de Exploración de Tampico, Informe Geológico 508, 36 p.
- Rosales Rodríguez, J., Valdés Suárez, D., Grajales Nishimura, J.M., 2024, Análisis de atributos sísmicos para delimitar las facies oolíticas de la Formación San Andrés del Jurásico Superior (Kimeridgiano), en el sur de la cuenca Tampico-Misantla, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 41, núm. 2, p. 145-162.
- Rubio-Cisneros, I.I., Lawton, T.F., 2011, Detrital zircon U-Pb ages of sandstones in continental red beds at Valle de Huizachal, Tamaulipas, NE Mexico: Record of Early-Middle Jurassic arc volcanism and transition to crustal extension: Geosphere, 7, 159-170.
- Salvador, A., 1991, Origin and development of the Gulf of Mexico Basin, in A. Salvador, ed., The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America, Decade of North American Geology, v. J, 389–444.
- Sánchez-Martínez, R., 1992, Modelo de turbiditas del Jurásico al norte de Poza Rica y sus posibilidades petroleras, Revista Ingeniería Petrolera, XXXII (9), 7-17.
- Sánchez-Rojas, E., Arredondo-Mendoza, J.A., Cardoso-Vásquez, E.A., 2005, Carta Geológico-Minera Pachuca escala 1:50 000: Pachuca, Hidalgo, Servicio Geológico Mexicano, informe técnico.
- Snedden, J.W., Robert C. Cunningham, and Jon W. Virdell, 2020, The northern Gulf of Mexico offshore super basin: Reservoirs, source rocks, seals, traps, and successes, AAPG Bulletin, 104 (12), 2603–2642.
- Stabler, C.L., 1972 a, Jurassic Stratigraphic Traps between San José de las Rusias y Lerma, Petróleos Mexicanos, Informe Inédito.
- Stabler, C.L., 1972 b, Jurassic stratigraphic traps between San José de Las Rusias y Lerma, Petróleos Mexicanos, Informe inédito, 39 p.
- Suter, M. 1980, Tectonics of the external part of the Sierra Madre Oriental foreland thrust-and-fold belt between Xilitla and the Moctezuma River (Hidalgo and San Luis Potosí States): Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología Revista, 4, 19-31.
- Suter, M. 1987, Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central Mexico, Geological Society of America Bulletin, 98, 249-264.
- Tardy M. y Ruiz, B.R., 1974, Sobre la observación directa del “decollement” de la cobertura mesozoica del Sector Transversal de Parras, sobre el flanco oriental del anticlinal de san Julián, Sierra Madre Oriental, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Serie Divulgación 2, 29-37.
- Wall, J.R., Murray, G.E., and Díaz G., T., 1961, Geologic occurrence of intrusive gypsum and its effect on structural forms in Coahuila marginal folded province of northeastern Mexico: Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 45, p. 1504-1522.
- Warren, J.K., Christopher, G.ST., C. Kendall, 1985, Comparison of Sequences Formed in Marine Sabkha (Subaerial) and Salina (Subaqueous) Settings—Modern and Ancient, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 69 (6), 1013-1023.
- Weidie, A.E., Wolleben, J.A., 1969, Upper Jurassic Stratigraphic Relations Near Monterrey, Nuevo Leon, Mexico, The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 53 (12), 2418-2420.
- Zell, P., Seija Beckmann, Wolfgang Stinnesbeck, 2014, Age and depositional conditions of the marine vertebrate concentration Lagerstätte at Gomez Farías, southern Coahuila, Mexico, Journal of South American Earth Sciences 56, 91-109. doi.org/10.1016



**Samuel Eguiluz y de Antuñano** es ingeniero geólogo egresado de la Facultad de Ingeniería UNAM. Trabajó en exploración minera en Servicios Industriales Peñoles y en exploración petrolera en Petróleos Mexicanos. Ha sido catedrático de instituciones educativas y asesor de campo en actividades mineras y petroleras en México y el extranjero. Es miembro de diversas organizaciones de divulgación científica en donde ha escrito trabajos técnicos diversos.

<https://www.researchgate.net/profile/Samuel-Eguiluz>

## Recorrido Geológico Autoguiado por el País del Gran Cañón

**Gary Prost**

Consulting Geologist

### Resumen

Este recorrido geológico nos lleva desde Red Rock Canyon en Las Vegas hasta el Valle del Fuego, y a través del límite de Basin-and-Range/Colorado Plateau. Entramos en la Colorado Plateau en el Parque Nacional Zion y terminamos

nuestro viaje en el Borde Norte del Parque Nacional Gran Cañón, la Meca de los geólogos. Este es un paseo a través del tiempo y una exploración de algunos de los paisajes geológicos más icónicos del mundo.

### Abstract

This geo-tour takes us from Red Rock Canyon at Las Vegas to the Valley of Fire, and across the Basin-and-Range/Colorado Plateau boundary. We enter the Colorado Plateau at Zion National Park and end our journey at the North Rim of the Grand Canyon, a geologist's Mecca. This is a walk through time and an exploration of some of the most iconic geologic landscapes in the world.



Route map, Las Vegas to Grand Canyon North Rim. The entire trip is 356 mi one-way. Google Maps.

### Introduction and Las Vegas Area

I have had the good fortune to have been a tourist in, gone to university in, and done geological field work in the Grand Canyon country from a young age. Since retiring I have been involved in preparing self-guided geological tours for the general public (e.g., Prost, 2020). This particular transect has an abundance of great geological stops: here I describe a few of my favorite spots. Las Vegas is the largest city in the region and the closest international airport to these stops. A Spanish scout and trader named Rafael Rivera was the first European to visit

the Las Vegas area in the early 1700s. He described it as a grass-covered valley with many springs. The town of Las Vegas started as a railroad stop between Salt Lake City and Los Angeles in the 1880s. The first major influx of people came with construction of Hoover Dam in the 1930s. Las Vegas became a national entertainment destination with the completion of the interstate highway system in the 1960s.

Las Vegas sits in one of the southernmost faulted valleys of the Basin-and-Range Province. The valley itself is covered

in between 3,300 to 9,850 ft of alluvial fan material (mud, sand, boulders) deposited by flash floods draining the surrounding mountains.

The name Las Vegas means “the meadows” or “fertile valley” on account of the springs that used to flow here. The once shallow groundwater has been lowered by pumping and largely depleted since the city developed. The water table is now 660 to 980 ft below the surface.

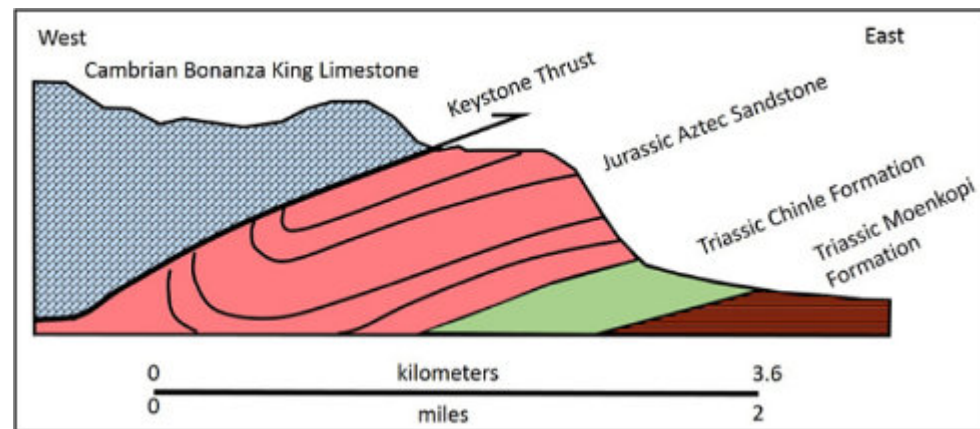
The mountains surrounding the city are fault blocks elongated north-south and created by east-west extension of the earth’s crust in late Cenozoic time. They reveal a much more complex past, however. The oldest rocks in the area are 1.7 billion-year old (Ga) gneiss exposed at Frenchman Mountain. This is similar to the Precambrian Vishnu Schist in the Grand Canyon. Above this unit a lot of rock has been eroded. Again like the Paleozoic rocks in the Grand Canyon, the Cambrian through Permian rocks above

the unconformity were deposited on the western margin of ancient North America as shallow marine shale and shoreline sandstone deposits and Bahamas-type carbonate banks. A few Triassic and Jurassic sandstones and shales were deposited, and then the area was uplifted and eroded.

The Sevier Orogeny was a period of uplift, folding, and thrust faulting that affected the western United States and Canada between 140 and 50 Ma. This deformation was the result of subduction along the west coast of North America. Subduction-driven east-west compression caused southeast-directed thrusting in the Spring Mountains and Las Vegas and Sheep Ranges roughly 80 million years ago (Ma). From west (oldest) to east (youngest) they include the Wheeler Pass Thrust, Lee Canyon and Macks Canyon thrusts, Deer Creek Thrust, Keystone Thrust, and Bird Springs Thrust. Altogether these represent 22 to 45 mi of shortening across the thrust zone.

	Period	Ma	Unit
Cenozoic	Miocene	5	Muddy Creek Formation: tuff
		11	Horse Spring Formation: sandstone, tuff, limestone
		17	unconformity
	Cretaceous/Jurassic	66	Brownstone Basin Conglomerate: conglomerate, sandstone
			unconformity
Mesozoic	Jurassic	201	Aztec Sandstone: red, tan, or yellow crossbedded sandstone
			Chinle Formation & Shinarump Conglomerate: dark red-purple mudstone, sandstone, conglomerate
	Triassic	240	Moenkopi Formation: red siltstone, shale, sandstone
			unconformity
Paleozoic	Permian	252	Kaibab Formation: gray limestone
		299	Permian redbeds: sandstone, siltstone
	Pennsylvanian	323	Bird Spring Formation: gray limestone and dolomite
	Mississippian	359	Monte Cristo Limestone: gray limestone
	Devonian	419	Sultan Limestone: gray limestone
			unconformity
	Ordovician	444	Mountain Springs Formation & Pogonip Group: dolomite and shale
		485	Nopah Formation & Dunderburg Shale: dark gray shale and dolomite
Cambrian	541	Bonanza King Formation: gray dolomite and limestone	

Rock units in the Las Vegas area. Modified after Axen, 1984, and Bohannon, 1984.



Cross section of Red Rock Canyon Park. Modified after Purkey et al., 1994.

Over the past 25 million years high-angle and listric normal faulting related to east-west crustal extension broke the thrust sheets and tilted them to the northeast. A right-lateral shear zone is also associated with crustal stretching. This strike-slip zone is caused by northwest movement of the Pacific Plate relative to the North American Plate. We are looking at distributed shear along the western margin of North America. The Las Vegas Valley shear zone lies under the Las Vegas Valley and has about 30 mi of right-lateral offset.

The area is still tectonically active, as indicated by frequent earthquakes and fault scarps displacing recent alluvial fans.

Starting at McCarran International Airport, drive north on Gilespe Street; turn left (west) onto Hidden Well Road and use the Clark County 215 West ramp to merge onto County Road 215; take Exit 26 to Charleston Blvd and turn left (west) onto Charleston Blvd; continue straight on NV-159 West/Red Rock Canyon Road; turn right (north) onto Red Rock Canyon Scenic Drive and drive to Stop 1, Red Rock

Canyon (36.135368, -115.426734), for a total of 20.9 mi (33 min).

**Stop 1 Red Rock Canyon**

Geologists come from around the world to see the classic exposures of a thrust fault that outcrops in Red Rock Canyon in the Spring Mountains west of Las Vegas. This is the Keystone Thrust: drab gray marine carbonates that range from Upper Cambrian Nopah Formation dolomite to Lower Permian Bird Spring Formation limestone are thrust above brilliant red desert dune sandstone of the Jurassic Aztec Formation. A number of hikes start along the 12 mi loop road that winds through the park. The best places to see the Keystone Thrust is on the mildly strenuous 3 mi White Rock and Keystone Thrust trails. From the high point on the trail you get great views in all directions. When you get to the thrust itself you will be able to stand with one foot on either side of the fault, one foot in the Cambrian and one foot in the Jurassic. The Cambrian limestone had to move at least 22 mi to get here. This is the Mojave Desert: don’t forget to bring enough water.



The Keystone Thrust in Red Rock Canyon (dotted line).

Return east on Nevada 159 and turn left (north) to merge onto County Road 215. Take County 215 east and merge onto I-15 East. Take Exit 75 south to Valley of Fire/Lake Mead and drive southeast on the Valley of Fire Highway to the Visitor Center; turn left (north) onto Mouse’s Tank/White Domes Road and drive to Fire Wave trail parking. This is Stop 2, Fire Wave Trail (36.488225, -114.528969) for a total of 77.9 mi (1 hr 32 min).

**Stop 2 Valley of Fire State Park and Fire Wave Trail**

Valley of Fire State Park is named for the flaming red color of the rocks that outcrop there, especially when the sun is

setting. It also contains petroglyphs, those mysterious drawings scratched onto the surface of rocks by previous inhabitants of the area, the Anasazi and the Paiute.

Just as at Red Rock Canyon, the Jurassic Aztec Sandstone here has crossbedding indicating it was deposited as sand dunes in a Jurassic desert. The red color is the result of weathering of iron minerals in the sandstone.

Hike ~2,600 ft to overlook to see the classic “wave” rock formation in the crossbedded Aztec Sandstone. This site also has lots of scenic views.



The "Fire Wave" at sunset. Crossbedded Jurassic Aztec Formation.

Take the Valley of Fire Highway south, then east, then north to I-15 at Crystal. Merge onto I-15 East and drive to the Stop 3, Piedmont Fault (36.918050, -113.867761), a total of 77 mi (1 hr 16 min). Pull over on the right just after the "55 mph suggested speed" sign and a sign for the "Arizona Strip Field Office."

### Stop 3 Piedmont Fault and Virgin River Narrows

East of the town of Mesquite you begin to climb a series of steps up along several regional, roughly north-south normal faults, mostly down-to-the-west. The first of these, the Piedmont Fault, separates the Mesquite Basin on the west from the Virgin Mountains on the east. Both sides of the fault are considered to be in the Basin-and-Range province. The fault is a north-south-trending down-to-the-west near-vertical normal fault that puts Tertiary and Quaternary valley fill against Precambrian gneiss and overlying Pennsylvanian to Permian sandstone and limestone. Maximum stratigraphic offset on this fault is between 1,200 to 1,400 ft. Offset of Quaternary alluvial fans indicates the Piedmont Fault has had recent movement.

As you enter the spectacular Virgin River Canyon you are driving through the upper third of the Grand Canyon section. The Narrows of the Virgin River expose rocks ranging from the Pennsylvanian-Permian Callville Limestone high on the valley walls to mostly Mississippian

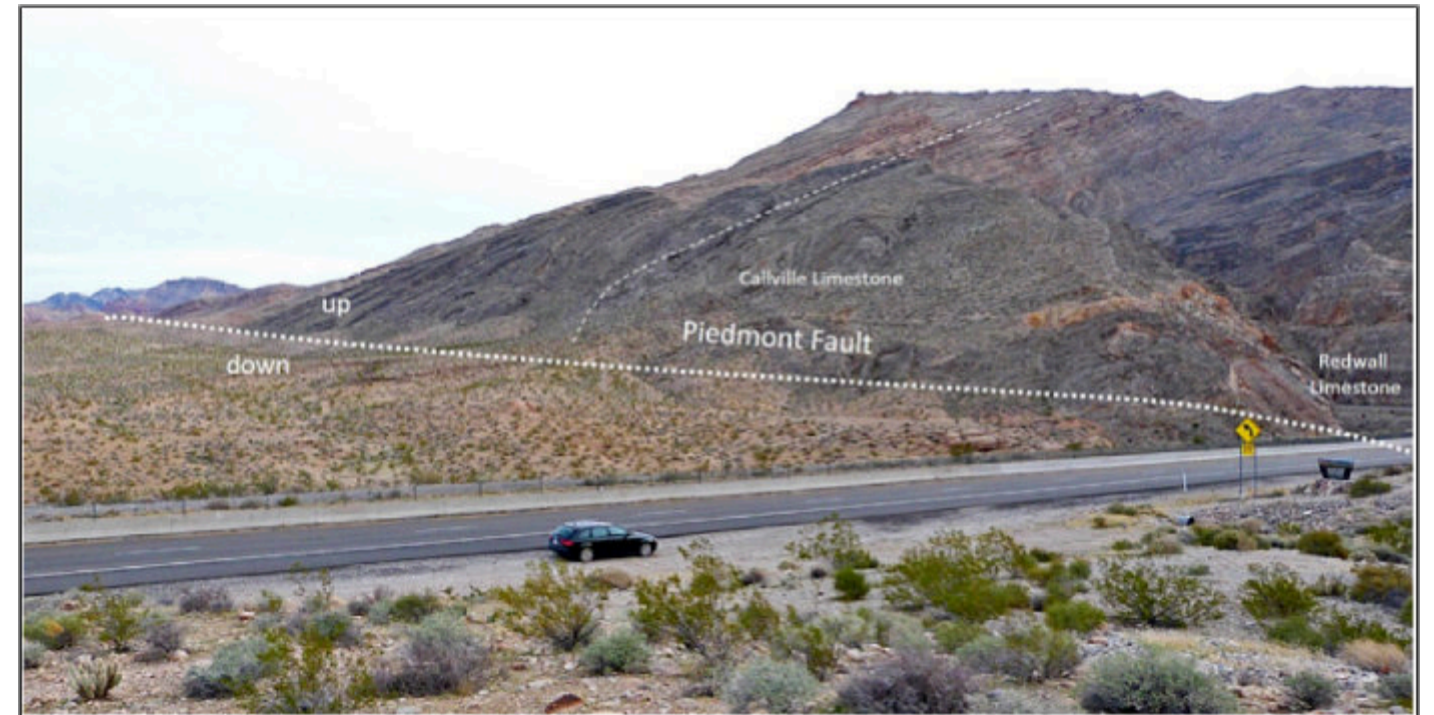
Redwall Limestone at river level. As you continue east, thin outcrops of Devonian Temple Butte Limestone and Cambrian Nopah Formation dolomite are exposed. The Redwall and Temple Butte formations are also in the Grand Canyon.

Continue driving northeast on I-15 to UT-9. Take Exit 16 and merge onto UT-9 heading east. Climb the escarpment east of La Verkin and pull off on the shoulder on the right just past milepost 14. Walk back south ~1,000 ft to the outcrop. This is Stop 4, Hurricane Fault (37.225992, -113.257899).

### Stop 4 Hurricane Fault and the Colorado Plateau

The Colorado Plateau Province is a region of high plateaus covering 130,000 mi<sup>2</sup> in western Colorado, northwestern New Mexico, southern and eastern Utah, and northern Arizona. The plateau contains many of the most spectacular landscapes in the United States.

The Colorado Plateau is a relatively stable crustal block characterized by gentle uplifts and downwarps. Little deformation other than faulting and folding has affected this region over the past 600 million years. In contrast, the adjacent Basin-and-Range and Rocky Mountain provinces that have suffered multiple severe episodes of deformation.



View of the Piedmont Fault looking north at entrance to Virgin River Canyon.

The Grand Canyon and Zion Canyon, our next stops, expose rocks with ages that span almost 2 billion years. The oldest rocks are at the bottom of the Grand Canyon; as you proceed north the rocks at the surface get younger because they are inclined to the north. This is the 'Grand Staircase,' a series of multi-hued rock layers that step ever upward toward the north. Thousands of feet of relatively flat or gently-inclined rock layers are amazingly continuous across the plateau and can be traced for tens or hundreds of miles. The rocks reflect depositional environments that range from deep marine to shallow marine and coastal settings, to river deltas and floodplains, sand dune-filled deserts, and alluvial fans. At various times volcanic rocks punched through the sedimentary layers to form impressive peaks or simple flows. The plateau was affected by the Sevier, Laramide, and Basin-and-Range tectonic episodes, but the thicker than usual continental crust underlying the plateau muted their effects. It is estimated that the plateau has been uplifted as much as 10,000 ft in just the past 20 million years. This uplift, along with increasing aridity since the last ice age and the erosive power of down-cutting rivers, have combined to create the dramatic scenery of the plateau region.

It is not often you can put your hand on a fault plane with up to 6,500 ft of offset. The outcrop at this stop exposes the Hurricane Fault. The surface is scoured by slickensides that indicate the sense of movement along the fault. In this case they indicate vertical movement, west side down.

The Hurricane Fault officially separates the Basin-and-Range from the Colorado Plateau province. It is a north-trending, down-to-the-west near-vertical normal fault that extends 150 mi from Cedar City in the north to Peach

Springs in the south. Near the town of Hurricane the fault places Jurassic Navajo Sandstone and Cretaceous Iron Springs Formation sandstone and shale on the downthrown side against Permian Kaibab Limestone on the upthrown side. Maximum stratigraphic separation is 6,800 ft at Toquerville, just north of Hurricane. The Hurricane Fault extended deep enough into the crust to allow magma to rise along it and pour out of fissures as basaltic lava flows. A 300,000 year old basalt flow near Toquerville has up to 1,476 ft of offset along the fault. The 1992 magnitude 5.8 St. George earthquake has been attributed to movement on the Hurricane Fault, indicating that it is still active.

Continue driving east on UT-9 for 24.7 mi (46 min) to Stop 5, Canyon Overlook trail (37.213293, -112.940455). A small parking area is on the right immediately after you exit the tunnel. If the lot is full, you can find more parking farther up the road.

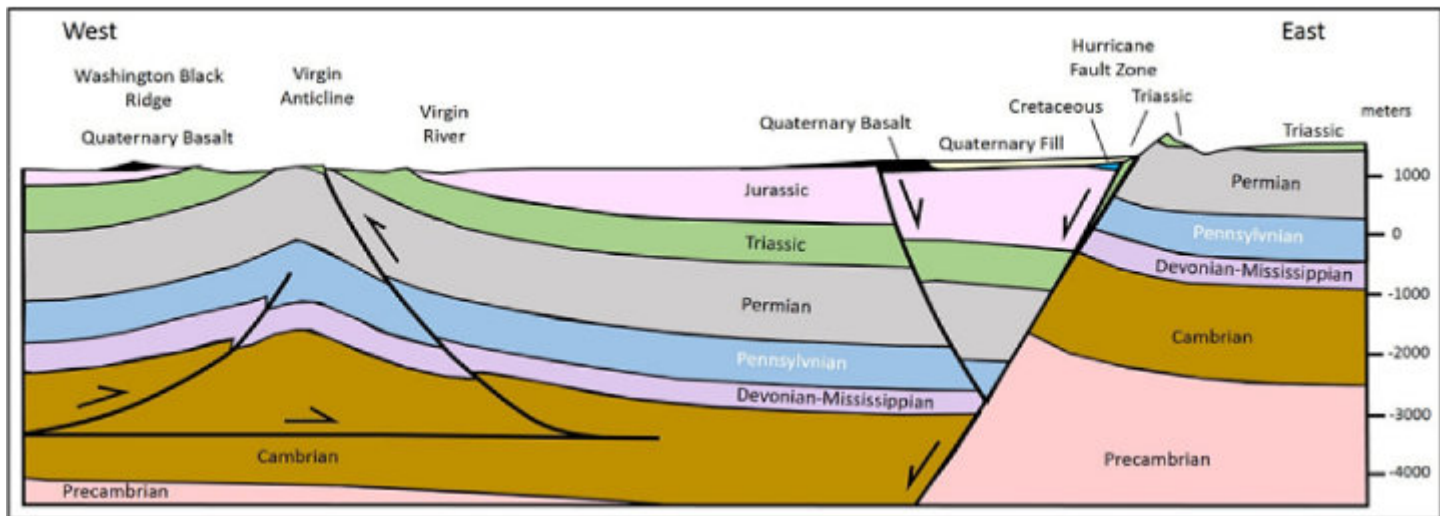
### Zion National Park

Zion Canyon became Utah's first national park in 1909. The rocks in Zion Canyon are part of a south-to-north sequence of units called the 'Grand Staircase' that links three national parks. Because all the formations are tilted to the northeast, the highest and youngest rock layer at the Grand Canyon, south of Zion, is the lowest layer at Zion Canyon. The rocks at Zion Canyon form the White Cliffs, the middle step in the Grand Staircase. The pink rocks at Bryce Canyon to the north form the uppermost step.

The formations exposed in Zion Canyon were deposited in environments that range from streams and lakes of the Moenave and Kayenta formations to large deserts of the



Hurricane Fault and slickensides (blue arrows) on east side UT-9. Google Street View to the north.



West-east cross-section through Virgin Anticline and Hurricane Fault. Modified after Biek, et al., 2009.

Navajo and Temple Cap formations and warm shallow seas of the Carmel Formation. Driving along the Virgin River east of the Hurricane Fault you are in Triassic Moenkopi and Chinle formations.

The timing of uplift of the Colorado Plateau is somewhat controversial: dates range from 80 Ma to 20 Ma. Initial uplift was due to the Laramide Orogeny; later uplift was a result of erosional unloading and isostatic rebound. Slow, gradual uplift of the region raised the rocks at Zion Canyon from near sea level to around 10,000 ft elevation and tilted them slightly northeast. The area is still being uplifted.

Regional joints formed as a result of uplift and extension. The uplift caused the North Fork of the Virgin River to flow

rapidly down a steepened gradient, eroding as much as 6,000 ft of mostly Cenozoic formations from above the rocks seen today, and carving deep, narrow canyons along joints in the bedrock. The fast moving river cut the rock so fast that the slot canyons like the Virgin Narrows were formed. Zion Canyon is thought to have been carved in just the last 2 million years.

**Stop 5 Canyon Overlook Trail**

A 2,000 ft walk takes you to a scenic overlook of Pine Creek Canyon and Lower Zion Canyon. Along the way you can see the boundary between the lower, light brown Navajo Sandstone and the middle, pink Navajo Formation. The sharp surface between them is nicely exposed and represents an area between dunes with a near-surface

Geologic Formations	Age	Rock Layer	Appearance	Deposition	Rock Type
	Neogene & Quaternary	Cinder cones and lava flows	black layers and cones	lava flows and cinder cones	basalt and cinders
	Middle Jurassic	Carmel	cliffs	shallow sea and coastal desert	limestone, gypsum, sandstone
	Middle Jurassic	Temple Cap	cliffs	desert	sandstone
	Lower Jurassic	Navajo Sandstone	steep cliffs 1,600 to 2,200 feet thick	desert sand dunes covered 150,000 square miles	cross-bedded sandstone
			red lower layers are colored by iron oxides	shifting winds during deposition created cross-bedding	
	Lower Jurassic	Kayenta	rocky slopes	streams	siltstone and sandstone
	Lower Jurassic	Moenave	slopes and ledges	streams and ponds	siltstone and sandstone
	Triassic	Chinle	purplish slopes	streams	shale, loose clay, conglomerate
	Triassic	Moenkopi	chocolate cliffs with white bands	shallow sea	shale, siltstone, mudstone, others
	Permian	Kaibab	cliffs	shallow sea	limestone

Rock layers seen in Zion National Park. From National Park Service.



Canyon Overlook, view west. The massive cliffs are Jurassic Navajo Sandstone.

water table. Eventually the dunes migrated over this surface to become the middle section of the Navajo Formation. The awesome part of the walk is that the trail extends alongside a slot canyon that drops 3,300 ft in 1/4 mi.

Drive 5 mi (12 min) east on UT-9 to Stop 6, Checkerboard Mesa parking area (37.230418, -112.878720) on the left.

**Stop 6 Checkerboard Mesa and the Role of Jointing**

As is readily apparent, Checkerboard Mesa is named because of the grid pattern etched into the Navajo Sandstone. The vertical cracks are joints, whereas the horizontal grooves are bedding surfaces.

This stop shows, in a small way, the jointing that controls erosion throughout Zion National Park. Jointing was caused by uplift of the Colorado Plateau between 35 and 20 Ma and Basin-and-Range extension beginning between 20 and 15 Ma. Joints are areas of weakness in the rock, and as such they weather and erode more readily than the surrounding rock. Thus they are preferred paths for downcutting of rivers and streams. Most joints in the park are oriented north-northwest and control the location and direction of the resulting valleys, canyons, and rock fins. Local joints at varying orientations are related to faults, folds, and spalling near cliff faces.



**Checkerboard Mesa is named because of the grid pattern made by near-vertical joints and bedding in the Jurassic Navajo Sandstone. Note the figure sitting on the slope, center, for scale.**

Continue driving east on UT-9 to Mt. Carmel Junction; turn right (south) onto US-89 and drive to Kanab. Continue south on US-89A to Stop 7, Le Fevre Overlook parking on the left (36.830123, -112.254585), for a total of 56.2 mi (1 hr 5 min).

**Grand Canyon National Park**

What can be said about the Grand Canyon that hasn't already been said? This is a place of inspiration, beauty,

spectacular exposures, as close as you can get to time travel. And the biggest hole you ever saw.

Although the Grand Canyon is 277 mi long, up to 18 mi wide, and up to 6,000 ft deep, it is virtually impossible to see until you are within a few feet of the rim. At which point most people's reaction is one of jaw-dropping awe.

President Theodore Roosevelt created the Grand Canyon Game Preserve in 1906 and Grand Canyon National Monument in 1908. Grand Canyon National Park was established by President Woodrow Wilson in 1919. The North Rim is only open from mid-May to mid-October: it is closed in winter due to heavy snowfall. The South Rim (not visited on this tour) is open year-round.

**History**

The Grand Canyon has always been a formidable barrier, and yet Native American ruins, pictographs, and artifacts have been found throughout the canyon. The oldest is a Clovis-style spear or atlatl point that shows hunters were in the canyon some 13,000 years ago. Artifacts from the Archaic Period (9,800 to 3,000 years ago) include notched points, sandals, baskets, stone tools for grinding seeds, and rock art. Split willow twig figures of animals have been found in caves in the Redwall Limestone. Many are pierced with sticks, suggesting they are hunting totems. Radiocarbon dating places them at 3,000 to 4,000 years old. Corn cobs found in rock shelters have been dated at 2,300 years ago. Corn, squash, and cotton were farmed near the river. By 750 years ago these groups had all abandoned the canyon, but when Europeans reached the canyon it was again occupied or used by the Havasupai, Hualapai, Paiute, Hopi, Zuni, and Navajo. The Havasupai and Hualapai live in the far western canyon today.

In 1542, only 21 years after Cortez conquered the Aztec empire, the Spaniards sent an expedition north to look for Cibola, the mythical Seven Cities of Gold. The expedition was led by Francisco Vasquez de Coronado. When they reached the Zuni pueblos, Coronado sent a scouting expedition led by Don Garcia Lopez de Cardenas farther north. After several days march they came to the edge of the Grand Canyon. They spent three days trying to get to the river but could not. The next visit was by Juan de Oñate, governor of New Mexico, in 1604. Passing by the Little Colorado he named it Rio Colorado, or Red River.

This part of the continent was blank on U.S. maps until the land was ceded to the United States after the Mexican-American war of 1848. In 1857 a U.S. army expedition led by Lieutenant Joseph Ives was scouting railroad routes and took a steamship from the mouth of the Colorado to near present-day Hoover Dam. They continued by marching up river into the western Grand Canyon near Havasupai. In his report on the expedition Ives said the Grand Canyon "looks like the Gates of Hell. The region is...altogether valueless. Ours... will undoubtedly be the last party of whites to visit the locality. It seems intended by nature that the Colorado River along the greater portion of its lonely and majestic way shall be forever unvisited and undisturbed."

The geologist on the Ives expedition was John Strong Newberry. Newberry named many of the layers in the canyon, made the first geologic cross section, and proposed that erosion by the Colorado River carved the canyon. At the time this was a novel idea, since erosion of such a volume of rock would require millions of years and many thought the earth was only a few thousand years old. An alternative theory was that the plateau had split

during an earthquake and the river then occupied the chasm.

Major John Wesley Powell, a geologist who had lost his right arm during the Civil War, was teaching geology at Illinois State Normal University when he decided to explore the Colorado River. Over 101 days in 1869 his group of ten men in four wooden boats traveled down the river from Green River, Wyoming, making observations and speculating on the origin of the canyons and mountains. He published maps and scientific findings, among them the theory that the Colorado River was an "antecedent river," that is, it existed before the land was uplifted, and that the river cut down through the uplifting plateau much like a buzz saw cutting through a log. His observations and theories were published in 1875 as *Exploration of the Colorado River of the West and Its Tributaries*.

Powell was the first to call this the "Grand Canyon." Two of his protégés, Captain Clarence Dutton and Grove Karl Gilbert, continued the work of mapping the Grand Canyon and Colorado Plateau. Gilbert confirmed Powell's conclusions that flowing water carved the landscape. His observations on erosion, transport of sediment, and deposition led to many concepts, such as the dynamic equilibrium of rivers, that are still considered valid.

Dutton, working in and around the Grand Canyon between 1875 and 1881, published his ideas in the *Tertiary History of the Grand Cañon District* (1882). It is illustrated by William Henry Holmes, whose drawings are among the best ever made of the canyon. Dutton's prose is scientific poetry:

The route now becomes more rugged, leading across ravines and over intervening ridges, crossing the grain of the country, so to speak. But it is not difficult, for the pines have taken place of the spruces, and where the pines predominate the forest is very open. For eight miles from the Milk Spring we continue to cross hills and valleys, then follow a low swale shaded by giant pines with trunks three to four feet in thickness. The banks are a parterre of flowers. On yonder hillside, beneath one of these kingly trees, is a spot which seems to glow with an unwonted wealth of floral beauty. It is scarcely a hundred yards distant; let us pluck a bouquet from it. We ride up the slope.

The earth suddenly sinks at our feet to illimitable depths. In an instant, in the twinkling of an eye, the awful scene is before us.

Wherever we reach the Grand Cañon in the Kaibab it bursts upon the vision in a moment. Seldom is any warning given that we are near the brink.... In the Kaibab the forest reaches to the sharp edge of the cliff and the pine trees shed their cones into the fathomless depths below.... Reaching the extreme verge the packs are cast off, and sitting upon the edge we contemplate the most sublime and awe-inspiring spectacle in the world.



Panorama from Point Sublime, by William Henry Holmes. U.S. Geological Survey.

Dutton named many of the canyon's landmarks and formations, having been inspired by Asian religions and Roman, Greek, and Norse mythology.

#### Geology

The Grand Canyon cuts through the Kaibab Plateau, an uplift that forms the bottom step (oldest rocks) on the Grand Staircase. Metamorphic rocks at the bottom of the canyon began as sediments in a marine basin between 1.8 and 2.5 Ga. Rocks at the top are the erosion-resistant Permian Kaibab Limestone, 270 Ma. Between them lies a large chunk of Earth's history.

The Inner Gorge contains metasediments of the Vishnu Schist, and metavolcanics of the Rama Schist formed when the original rocks were buried to depths around 12 miles around 1.74 Ga. Forty million years later, around 1.7 Ga, they were intruded by magma of the Zoroaster Granite, the pink bands cutting across the darker schists. Over a period of 300 million years these rocks were uplifted and eroded to low hills and plains near sea level.

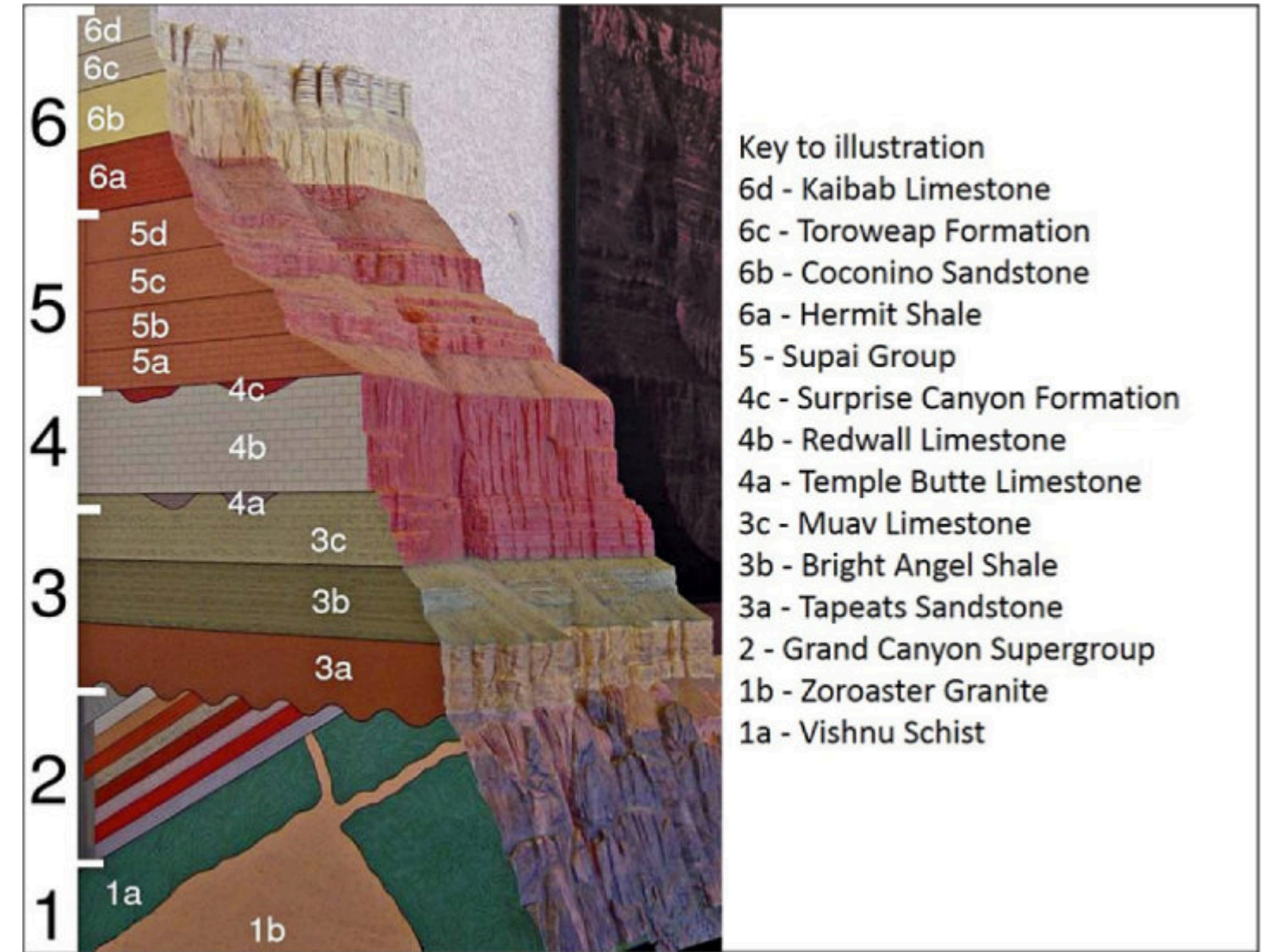
In late Precambrian time, from 1,200 to 740 Ma, an ocean extended from Grand Canyon to Glacier Park and Lake Superior. The nine Precambrian formations deposited in the Grand Canyon area are called the Grand Canyon Supergroup and are preserved in the eastern Grand Canyon. Starting around 740 Ma these rocks were faulted and tilted 15° to the east. Erosion over the next 100 million years leveled the surface to what Powell named the 'Great Unconformity.' In the eastern Grand Canyon this is the

surface between tilted older rocks and horizontal younger rocks. In the central Grand Canyon the older sedimentary rock is completely removed by erosion and the flat, younger rocks lie directly on Vishnu Schist.

The horizontal rocks of the Grand Canyon were all deposited during the Paleozoic and were largely unaffected by orogenies that deformed rocks to the west, north, and east. Rising sea levels in early to middle Cambrian time (525 Ma) caused shoreline sand (Tapeats Formation, a cliff-forming white sandstone) to move from west to east over the low-lying terrain. This was followed by marine mud (Bright Angel Shale, a slope-forming green shale). The Muav Limestone, a gray, cliff-forming limestone, was deposited as the water deepened around 505 Ma.

A period of erosion or non-deposition followed. The next unit is Middle Devonian (385 Ma) Temple Butte Limestone, a cliff-forming cream-colored dolomite. It is topped by another unconformity.

During early to middle Mississippian time (359 to 331 Ma) oceans covered most of the continent and deposited massive, cliff-forming limestone from the Grand Canyon to Montana. Here it is called the Redwall Limestone and is a gray limestone and dolomite. It was named the Redwall because mud from the overlying red-brown Supai Group runs off and paints the cliffs when it rains. An erosion surface with sinkholes and caves lies above the Redwall.



Stratigraphy of the Grand Canyon, Arizona. Courtesy US National Park Service and U.S. Geological Survey, Daniel Mayer; [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Grand\\_Canyon\\_geologic\\_column.jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Grand_Canyon_geologic_column.jpg).

The Supai Group was deposited from late Mississippian through early Permian time, 315 to 285 Ma. The iron-rich sediments oxidized on a broad coastal plain forming interbedded red-brown slope-forming shale and cliff-forming sandstone. An erosional unconformity lies at the top of the Supai.

Above the Supai Group is the Permian Hermit Shale, a slope-forming red shale and siltstone deposited on a coastal plain by streams in a semi-arid environment. An erosion surface lies at the top.

The Permian Coconino Sandstone is a crossbedded white-to-cream-colored cliff-forming sandstone deposited as desert sand dunes. An unconformity marks the top of the formation.

The Toroweap Formation is a thin, slope-forming shale just below the uppermost cliffs at the canyon rim. The

Toroweap is a red and yellow sandstone and gray, shaly limestone, both ledge- and slope-former, deposited in a near-shore and mudflat environment. It is topped by an erosion surface.

The canyon rim is Permian Kaibab Limestone, a buff-colored cliff-forming marine limestone. The Kaibab was deposited in a shallow sea around 270 Ma. The Kaibab, too, has an erosion surface at the top. Above the Kaibab it is believed as much as 5,000 ft of younger sediments were deposited, but these have all been eroded off the plateau.

During the Laramide orogeny, starting around 70 Ma, this area was uplifted along with the rest of the Colorado Plateau. Basin-and-Range extension, starting 15 to 20 Ma, reactivated old faults and dropped the areas west and east of the Kaibab Plateau. The East and West Kaibab Monoclines, where Paleozoic rocks are bent over the old north-south-trending faults, bound the plateau.

The age and origin of the Grand Canyon has been debated for 150 years. Several western tributary canyons appear to have been carved as much as 70 Ma. The eastern half of the canyon seems to be much younger, eroded only in the past 15 to 25 million years by an ancestral upper Colorado River that flowed northeast off the Kaibab Plateau. Around 5 to 6 Ma an ancestral lower Colorado River draining into the Gulf of California eroded upstream, eventually encountered and captured the north-flowing river causing it to change course, a process known as stream piracy.



**Grand Staircase looking north from La Fevre overlook. The Vermillion Cliffs are backed by the White Cliffs and, on the horizon, the Pink Cliffs.**

away. You are on the north flank of the Kaibab Plateau, over 8,000 ft in elevation.

*Continue driving south on 89A to Jacob Lake, where you turn right (south) onto AZ-67/Grand Canyon Highway. Drive to the end of the road at the North Rim Visitor Center parking. This is Stop 8, Bright Angel Point (36.199014, -112.052394) for a total of 54.7 mi (1 hr 6 min). From the Visitor Center a trail leads 0.5 mi to Bright Angel Point.*

**Stop 8 Bright Angel Point**

Bright Angel Point is a short hike on a paved path, but there are steps and steep drops on either side. The high altitude and 200 ft elevation change can be difficult for some people. The trail is exposed: do not go out during thunderstorms.

You get spectacular and unobstructed views to the east and west, and impressive views into Roaring Springs and Bright Angel Canyons. Roaring Springs Canyon is on the east (left) as you walk to the point. Walhalla Plateau lies farther east. On the west the view is of the end of The Transept, with Oza Butte rising above and Manu Temple just beyond. Ahead to the south is lower Bright Angel Canyon. You get a glimpse of the inner gorge of the Grand Canyon, and on the other side of the river is Garden Creek, Indian Gardens, and the Bright Angel Trail that leads up the south rim. Due south on the horizon is the Coconino Plateau 14 mi distant and 1,000 ft lower. On a clear day you can see the volcanic San Francisco Peaks 60 mi away.

Over the past 1.8 million years at least 13 lava flows dammed the river, forming lakes up to 2,000 ft deep. Each was eventually breached, and the eroded remnants of the lava dams now form rapids.

**Stop 7 Le Fevre Overlook**

Looking north from this high vantage point on a clear day you can see all the steps of the Grand Staircase, from the Chocolate and Vermillion Cliffs in the foreground, to the White Cliffs of Zion, to the Pink Cliffs at Bryce Canyon 55 mi

Try to get there after a thunderstorm or at sunrise or sunset, as the rare light uniquely illuminates the canyon every day.

*Drive north on AZ-67 for 2.2 mi (4 min) to the North Kaibab trailhead parking area (36.217378, -112.056346).*

**Stop 9 North Kaibab Trail**

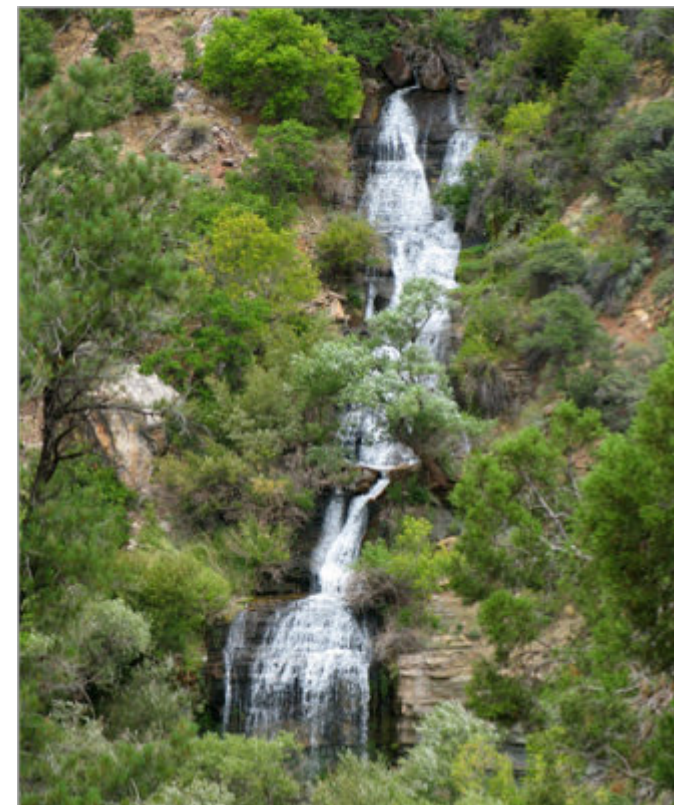
For those that are physically fit, this trail is worth taking at least as far as Roaring Springs, where groundwater gushes out of a cave system in the Redwall Limestone cliffs. There is no better way to get up close and personal with the rocks that make up the canyon.

North Kaibab Trail to Roaring Springs is a 9.3 mi moderate to strenuous round trip. There is a 3,540 ft elevation drop. The best time to hike is the spring and fall when temperatures are mild. During the summer stay off the trail and out of the sun between 10:00 a.m. and 4:00 p.m. Bring water, a hat, and sunscreen. Remember, it's easy walking downhill: the hard part is climbing out.

There are impressive views just below the trailhead. There is potable water (mid-May to mid-October) and pit toilets at Supai Tunnel (1.7 mi down the trail). Switchbacks continue down to the massive Redwall Limestone cliffs, where for long stretches the trail has been blasted out of



**Bright Angel Point sunrise.**



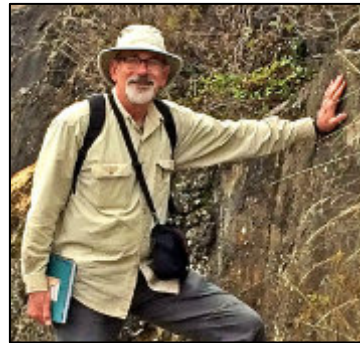
**Roaring Springs, North Kaibab Trail. Courtesy Grand Canyon National Park, [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Grand\\_Canyon\\_Nat\\_Park\\_N\\_Kaibab\\_Trail\\_-\\_Roaring\\_Springs\\_0128\\_\(6798528319\).jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Grand_Canyon_Nat_Park_N_Kaibab_Trail_-_Roaring_Springs_0128_(6798528319).jpg)**

the cliff. The Redwall section has amazing views. Roaring Springs is a short side trip off the main trail once you get to the bottom of Bright Angel Canyon. At the spring, water roars out of the cliffs, cascading over moss and fern-covered rock to form Bright Angel Creek. This spring provides drinking water throughout the park.

**References**

Axen, 1984. Thrusts in the eastern Spring Mountains, Nevada: geometry and mechanical implications. Geological Society America Bulletin v 95, p. 1202-1207.  
 Biek, R.F., P.D. Rowley, J.M. Hayden, D.B. Hacker, G.C. Willis, L.H. Hintze, R.E. Anderson, and K.D. Brown. 2009. Geologic map of the St. George and east part of the Clover Mountains 30' x 60' Quadrangle, Washington and Iron Counties, Utah. Utah Geological Survey Map 242, 1:100,000.  
 Bohannon, R.G. 1984. Nonmarine sedimentary rocks of Tertiary age in the Lake Mead Region, southeastern

Nevada and northwestern Arizona. U.S. Geological Survey Professional Paper 1259, 72 p.  
 Dutton, C.E. 1882. Tertiary History of the Grand Cañon District. Washington, U.S. Government Printing Office, 264 p.  
 Powell, J.W. 1875. Exploration of the Colorado River of the West and Its Tributaries. Washington, U.S. Government Printing Office, 291 p.  
 Prost, G.L. 2020. North America's Natural Wonders – Canadian Rockies, California, The Southwest, Great Basin, Tetons-Yellowstone Country. Taylor and Francis Group, CRC Press, Boca Raton, 411 p.  
 Purkey, B.W., E.M. Duebendorfer, E.I. Smith, J.G. Price, and S.B. Castor. 1994. Geologic Tours in the Las Vegas Area. Nevada Bureau of Mines and Geology Special Publication 16, 156 p.  
 Rowland, S., UNLV, Frenchman Mountain and the Great Unconformity. Accessed 10 June 2019. <http://geoscience.unlv.edu/pub/rowland/Virtual/geology.html>



**Gary L. Prost (Ph.D.)**  
**Consulting Geologist**

**Gary L. Prost** obtained his BSc in geology from Northern Arizona University and an MSc and PhD in geology at Colorado School of Mines. Over the past 45 years, he has worked for Norandex (mineral exploration), Shell (petroleum exploration), the U.S. Geological Survey (geologic mapping, coal), the Superior Oil Company (mineral and oil exploration), Amoco Production Company (oil exploration, remote sensing, and structural geology), Gulf Canada (international new ventures), and ConocoPhillips Canada (Arctic exploration, gas field development, oil sands development). He spent 20 years working as a satellite image analyst searching for hydrocarbons and minerals in over 30 countries. He has been involved in 2 field discoveries as well as oil and gas field development. His most recent work is leading field trips and educating the public on topics of geological interest. He is the principal geologist for G.L. Prost GeoConsulting of El Cerrito, California. He has published eight books: Remote Sensing for Geoscientists: Image Analysis and Integration (fourth edition, Taylor & Francis, 2025); Rocks and Riches - Exploring California's Stunning Geology; the geological tours of the world series South America's Natural Wonders (Taylor & Francis, 2024); The United Kingdom's Natural Wonders (Taylor & Francis, 2023); and North America's Natural Wonders (2 volumes; Taylor & Francis, 2020); The Geology Companion: Essentials for Understanding the Earth (Taylor & Francis, 2018); and the English-Spanish and Spanish-English Glossary of Geoscience Terms (Taylor & Francis, 1997). He is currently working on Geologic Tours of the World – Western Europe's Natural Wonders, and North Africa-Middle East's Natural Wonders.

<https://garyprostgeology.com/publications>  
<https://www.researchgate.net/profile/Gary-Prost>  
<https://www.linkedin.com/in/gary-prost-64287a16>

**EL PAISAJE URBANO DE BOGOTA: SOBRE PIEDRAS y LADRILLOS**

Jesús S. Porras<sup>1</sup> & Luis R. Porras<sup>2</sup>

(1) Geólogo Consultor, Buenos Aires, Argentina; (2) Geólogo Consultor, Bogotá, Colombia



**INTRODUCCION**

La ciudad de Bogotá representa un espacio urbano donde convergen distintas épocas y estilos arquitectónicos, desde regias construcciones coloniales hasta rascacielos contemporáneos. Esta diversidad es resultado de un proceso histórico y evolutivo influenciado por distintas corrientes europeas y reflejado en tres etapas principales: colonial, republicana y moderna.

Un elemento constante en esta evolución ha sido el uso de la piedra natural como material constructivo, tanto estructural como ornamental. Rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas, provenientes tanto de canteras locales como de otras regiones del país, o foráneas, ha contribuido a definir el carácter arquitectónico de muchas edificaciones públicas y privadas. Calizas, mármoles, granitos y areniscas han sido empleadas en iglesias, plazas, edificios institucionales y residencias, aportando no solo valor estético y durabilidad, sino también una dimensión geológica y patrimonial en la arquitectura urbana.

Durante el siglo XX, especialmente con la consolidación del movimiento moderno, Bogotá incorporó progresivamente una amplia variedad de piedras naturales en obras institucionales, culturales y financieras. Estos materiales, utilizados en acabados rústicos o pulidos, fueron seleccionados por su resistencia, facilidad de labrado y cualidades estéticas.

Entre las rocas más representativas utilizadas en la ciudad destacan la piedra bogotana, una arenisca fina de color trigo, homogénea y fácil de trabajar; la variedad de

areniscas bandeadas, de tonos cálidos y patrones naturales de gran valor artístico; el vistoso mármol ocre de Villa de Leyva y varias calizas provenientes del noroccidente del país. Estas últimas incluyen las calizas bioclásticas y arrecifales de Cartagena, claras, ricas en corales, conchas de bivalvos y gasterópodos, asociadas a la Formación La Popa y las calizas marmóreas bioesparíticas y fosilíferas de la Formación La Tampa, ampliamente explotadas cerca de Montería y comercializadas en diversas variedades.

El empleo de estas piedras en revestimientos y elementos decorativos ha enriquecido la arquitectura urbana al incorporar referentes del entorno geológico y paleontológico del vasto territorio colombiano.

La piedra natural, trabajada o no, sigue siendo un componente clave en el paisaje arquitectónico bogotano. Su uso conecta aspectos materiales, históricos y geológicos, y ofrece hoy nuevas oportunidades para la valorización del patrimonio geológico urbano y la divulgación científica desde una perspectiva integrada entre arquitectura, geología y cultura.

En este trabajo se identifican y describen las principales piedras naturales y ornamentales empleadas en la construcción y arquitectura de edificios y espacios de valor patrimonial de la ciudad.

**EVOLUCIÓN DEL USO DE LA PIEDRA NATURAL EN BOGOTÁ**

A lo largo de su historia, Bogotá ha integrado diversos tipos de piedra natural en su arquitectura, adaptándose a las

disponibilidades geológicas, tendencias estéticas y avances tecnológicos de cada época.

Durante el periodo colonial, predominó el uso de areniscas locales, especialmente de color ocre y gris, extraídas de zonas cercanas como Usme y el Cerro de Guadalupe. Estas rocas fueron fundamentales para la construcción de iglesias, conventos, claustros y casas principales en el centro histórico. También se utilizaron rocas volcánicas, de fácil labrado, en elementos estructurales y ornamentales.

Con la llegada del periodo republicano, influido por estilos europeos como el neoclásico y el eclecticismo, aumentó la demanda de materiales más elaborados. Se comenzaron a importar piedras y a integrar canteras nacionales de mayor calidad, con un uso más decorativo de la piedra labrada para cornisas, columnas, escalinatas y pisos. El empleo de piedra reflejaba prestigio y refinamiento, particularmente en edificios institucionales, bancarios y académicos. La piedra bogotana se consolida como material emblemático en la arquitectura republicana y moderna temprana de la ciudad.

Tabla 1. Rocas Ornamentales de la ciudad de Bogotá

Nombre común	Tipo de roca	Formación geológica/ Procedencia/	Color	Textura y estructura	Fósiles presentes	Usos principales
Calizas de Cartagena	Caliza fosilífera bioclástica	Formación La Popa/ (Caribe, Pleistoceno-Plioceno)	Beige a crema	Porosa, compacta, con fósiles visibles	Bivalvos, gasterópodos, corales, equinoideos	Fachadas, pavimentos, muros, detalles ornamentales
Piedra Coralina	Caliza arrecifal	Formación La Popa/ (Caribe, Pleistoceno-Plioceno)	Beige a blanquecino, amarillento	Rústica, muy porosa, con fragmentos de conchas	Corales, fragmentos de moluscos, algas	Escaleras, muros, pavimentos exteriores, restauraciones
Caliza La Tampa (Royal Bronze / Verde)	Caliza marmórea bioesparítica	Formación La Tampa (Cundinamarca-Tolima)	Marrón bronceado, verde oscuro	Compacta, pulible, aspecto cristalino	Escasos a moderados, recristalizados	Revestimientos interiores, pisos pulidos, lobbies, halls
Piedra bogotana	Arenisca micácea de grano fino	Formación Labor / Grupo Guadalupe (Bogotá)	Color trigo / beige claro	Homogénea, compacta, estratificada	Poco visibles o ausentes	Monumentos, fachadas, esculturas, muros institucionales
Arenisca bandeada	Arenisca silíceo estratificada	Grupo Guadalupe (Cordillera Oriental)	Tonos ocres, rojizos, grises	Laminar con bandeado decorativo natural	Nulos o escasos	Muros exteriores, zócalos, detalles decorativos arquitectónicos

Más allá de su función arquitectónica, muchas de estas rocas cuentan con fósiles y texturas que reflejan la diversidad geológica del país, integrando naturaleza, historia y cultura en el paisaje urbano.

Cada uno de estos grupos de rocas se describen a continuación:

A partir del siglo XX, en especial desde los años 50 y 60, el movimiento moderno incorporó piedras ornamentales pulidas para interiores y exteriores. Entre estas destaca la caliza de Cartagena, apreciada por su tonalidad cálida y la presencia de fósiles visibles. Arquitectos nacionales renombrados promovieron el uso de materiales nacionales, combinando piedra, ladrillo y concreto como lenguaje de integración entre naturaleza y arquitectura.

Otros elementos pétreos de interés ampliamente utilizados en la arquitectura bogotana son las pizarras, mármoles y granitos.

### PRINCIPALES PIEDRAS ORNAMENTALES y DE CONSTRUCCION DE BOGOTA

La Tabla 1 presenta la variedad de rocas ornamentales y de construcción utilizadas históricamente en la ciudad de Bogotá. Se incluyen los principales tipos de roca, su procedencia y la unidad geológica de la que provienen, junto con una breve descripción de sus características y usos arquitectónicos más comunes.

### CALIZAS, MARMOLES y TRAVERTINOS

Entre las diversas rocas calcáreas ornamentales utilizadas en Bogotá destacan las calizas, mármoles y travertinos, tanto de origen nacional como importado. Estas rocas han sido empleadas principalmente en revestimientos de pisos, muros, zócalos y fachadas de edificaciones públicas y privadas. Se reconocen varias variedades según su

textura y composición: bioclásticas, masivas, micríticas, cristalinas, amoníticas, coquinoideas, marmóreas, así como mármoles y travertinos compactos y porosos.

Una amplia gama de estas rocas ha sido identificada en distintos espacios representativos de la ciudad, entre los que destacan el Centro Cultural García Márquez, la Biblioteca Virgilio Barco, el Banco de la República, el Museo del Oro y el Ministerio de Relaciones Exteriores, así como en edificios corporativos y bancarios del centro financiero. Rocha et al (2019) documentan su presencia en el sendero peatonal de la Carrera Séptima, entre la Plaza de Bolívar y la Avenida Jiménez, así como en la estación de TransMilenio del Museo Nacional y otras intervenciones urbanas. Asimismo, reportan el uso de travertinos en las fachadas de la Biblioteca Luis Ángel Arango.

### Calizas de Cartagena

Las llamadas “calizas de Cartagena” son calizas bioclásticas, o arrecifales, de colores beige a crema, textura porosa y ricas en fósiles marinos (moluscos, corales, equinoideos) localizadas en posiciones estratigráficas diferentes. Su origen pudiera vincularse principalmente con la Formación La Popa (Pleistoceno Superior-Plioceno) aflorante en el Caribe colombiano e históricamente explotada en canteras locales en los departamentos de Bolívar, Atlántico y Magdalena (SGC, 2012; Silva-Tamayo et al., 2020).

Estas calizas se han utilizado extensamente como material de construcción y ornamento en Cartagena de Indias, tanto en obras coloniales como contemporáneas: murallas, iglesias, conventos, escaleras, fachadas y pavimentos. También se ha empleado en restauración patrimonial como en proyectos arquitectónicos modernos que buscan integrar materiales tradicionales.

En Bogotá, esta piedra fue empleada desde el siglo XX como material ornamental en pisos, muros y escalinatas de edificios culturales e institucionales.

Su valor estético, durabilidad y procedencia nacional la han convertido en una piedra muy apreciada tanto en restauración patrimonial como en arquitectura moderna.

La variedad arrecifal o “Piedra Coralina”, es una caliza formada por la acumulación de organismos marinos, principalmente corales, algas calcáreas, moluscos y conchas cementadas (Morier y Nicholls, 1961; SGC, 2012).

Presenta una textura porosa, con abundancia de fósiles. Estas calizas se asignan a la Formación La Popa (Pleistoceno-Plioceno) presente en la región Caribe.

Generalmente es de color blanquecino, beige, crema o amarillento, aunque puede variar según la zona de origen y los minerales presentes. Suele presentar pequeñas motas color ocre a pardo-amarillentas. Se conocen dos variedades en el mercado colombiano: Sahara y compacta (Becerra y Pulido, 2019). En la región de Bolívar, puede presentarse cristalina o terrosa, margosa, compacta o cavernosa, masiva o ligeramente estratificada (SGC, 2012).

Silva-Tamayo et al. (2020) reconocen dos unidades litológicas en la Formación La Popa: una basal siliciclástica y una superior carbonática. Indican que los carbonatos se corresponden a paquetes agradacionales interestratificados compuestos por framestones, grainstones, packstones, wackestones y mudstones. Los framestones están formados principalmente por corales masivos; los grainstones contienen fragmentos de corales, braquiópodos, bivalvos, gasterópodos y algas verdes; y los wackestones se caracterizan por fragmentos de corales, gasterópodos y equinodermos.

Por su resistencia al desgaste, duración, fácil mantenimiento y aislamiento térmico, se utiliza en pisos, caminerías y piscinas, así como en revestimientos de fachadas, paredes y otros elementos decorativos tanto en interiores como exteriores.

### Calizas Nodulares Fosilíferas

Aunque menos común, se observa presencia de amonites en calizas micríticas de la variedad Rosso Ammonítico (Rosso Verona) y/o Amarillo Siena, definiciones habituales otorgadas a calizas nodulares, de color rojizo-beige o amarillo, respectivamente, con formaciones alargadas de contorno amigdaloides y ricas en amonites. Estas rocas, de alta calidad y valor ornamental son provenientes casi exclusivamente de Europa.

El piso del lobby del hotel Tequendama, en el centro de la ciudad, está repleto de losas de calizas Rosso Verona ricas en amonites, gasterópodos y nautiloideos.

En establecimientos comerciales en la localidad de Usaquén se distinguen fragmentos de amonites en algunas losas de caliza Amarillo Siena (Fig. 1).

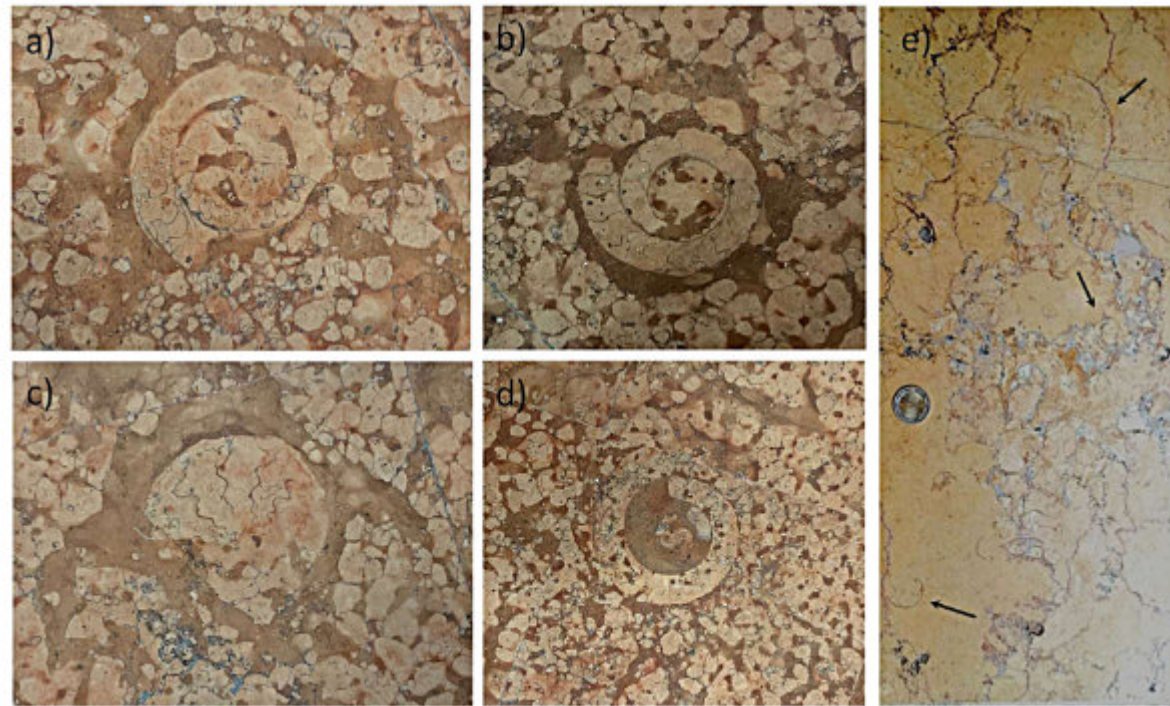


Fig. 1. Losas de calizas nodulares fosilíferas: a, b, c, d) piso del lobby Hotel Tequendama e) piso de local comercial Usaquéen

### Calizas Masivas

Las calizas masivas, tanto de origen nacional como importado, han tenido un papel destacado en la arquitectura moderna de Bogotá, especialmente en el revestimiento de pisos, zócalos y fachadas. Su textura compacta, homogénea y sin laminaciones visibles, así como sus tonalidades claras, beige, blanco o gris, las hacen apreciadas por su resistencia, sobriedad y fácil mantenimiento.

Las calizas importadas provienen principalmente de países como España, Italia, México, Brasil y Perú. Estas rocas, seleccionadas por su valor estético y durabilidad, incluyen variedades micríticas, fosilíferas y travertinos, que han sido utilizadas en fachadas, pisos y muros interiores de edificios institucionales y culturales de la ciudad.

En cuanto a la producción nacional, se conocen varias fuentes. En las cercanías de Málaga (Santander), se extrae una caliza gris y fosilífera de la Formación Tibú, destinada principalmente a la industria de la cal, aunque también

empleada como baldosa ornamental en espacios públicos (Becerra et al., 2011).

### Calizas Marmóreas

En Bogotá se han empleado losas pulidas de calizas cristalinas, comercialmente denominadas mármoles, con abundantes fragmentos de moluscos (principalmente gastrópodos y bivalvos), en tonos beige o gris claro, utilizadas en paredes, fachadas y pisos (Fig. 2). Becerra (2009) y Becerra et al. (2008), describen calizas de la Formación La Tampa (Eoceno Medio), extraídas cerca de Montería (Córdoba) y al sur de Cartagena, con tonalidades verdosas, pardas y ocres, explotadas como roca ornamental pulida bajo las variedades Royal Verde, Royal Veta, Royal Bronce (biosparitas con foraminíferos y goetita) y Royal Dorado (biomicrita con bioclastos diversos).

Estas rocas presentan capas de 30-50 cm con abundantes fósiles fragmentados que incluyen conchas de gastrópodos y espículas de equinodermos.

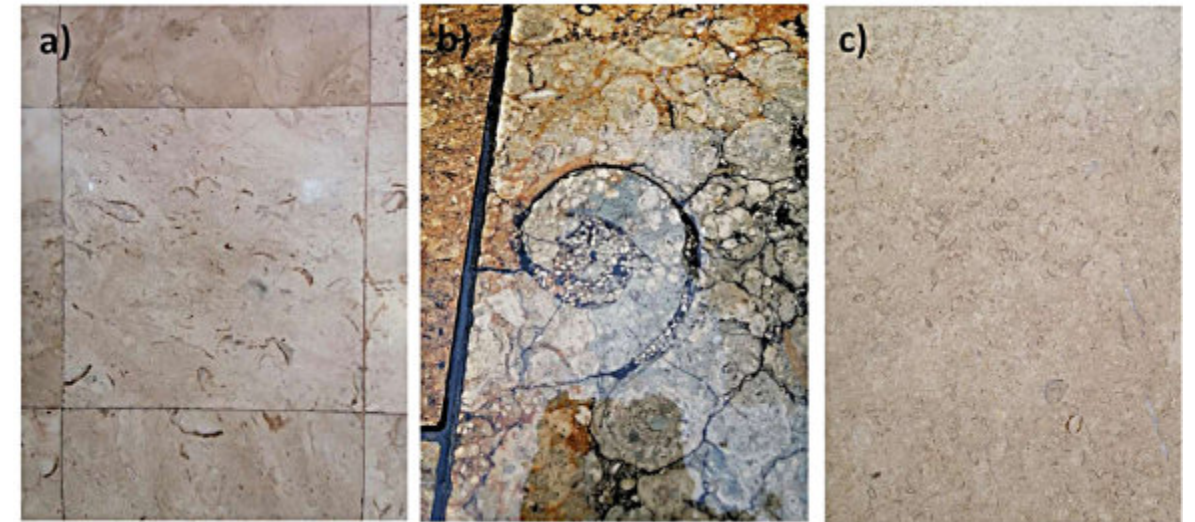


Fig. 2. Losa pulida de caliza marmórea fosilífera de: a) zócalo de iglesia Sta. Beatriz, Usaquéen b) piso al costado occidental de la Iglesia N.S. de Los Ángeles (Porciúncula), Chapinero c) pared de local comercial en Usaquéen. Se distinguen restos de braquiópodos, gastrópodos y bivalvos de tamaño macroscópico.

Rocha et al. (2019) mencionan que el “mármol” Royal Bronce, de aspecto compacto y marmóreo, procede de facies de la Formación La Tampa en el Caribe colombiano y se ha convertido en una de las rocas ornamentales más representativas del país. Su uso se consolidó en Medellín, especialmente en pisos, fachadas y espacios públicos, y posteriormente se expandió a otras ciudades, incluido

Bogotá, donde se observa en calles, andenes y estaciones del TransMilenio (Fig. 3c).

Por su resistencia, baja porosidad y excelente respuesta al pulido, este material se emplea tanto en arquitectura contemporánea como en proyectos patrimoniales (Becerra, 2009; Rocha et al., 2019).

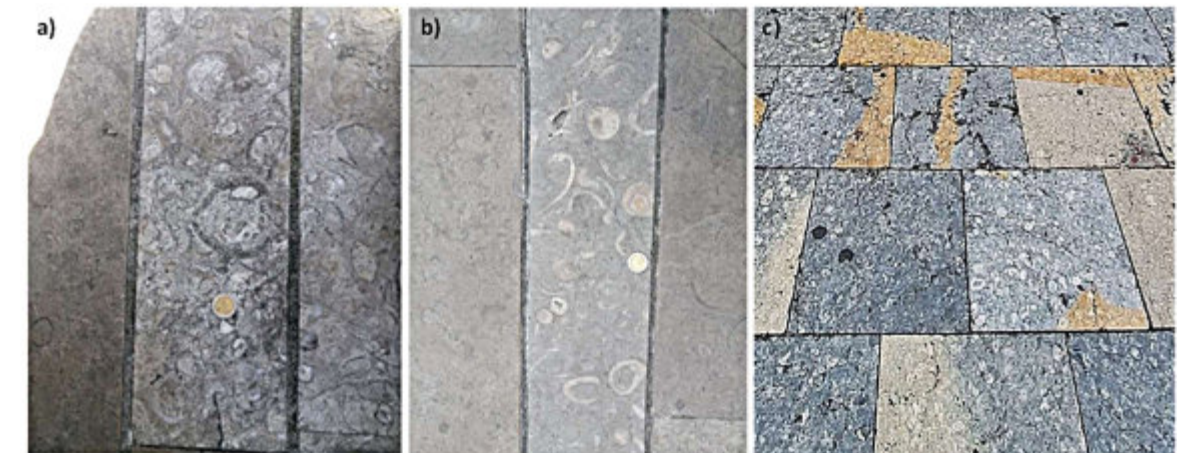


Fig. 3. Losas de caliza marmórea fosilífera en pisos exteriores de: a, b) zonas comunes del Centro Empresarial Santa Bárbara, Usaquéen, Norte de Bogotá. Por sus características pudiera tratarse de una variedad de “mármol” conocida comercialmente como Café Pinto c) paseo peatonal de la Carrera Séptima en mármol de la Formación La Tampa, variedad Royal Veta (?).

### Mármoles

El mármol ha sido un material recurrente en la arquitectura y la escultura bogotana, inicialmente con piezas importadas, en especial los mármoles blancos de Carrara y crema de Italia y España, presentes en obras escultóricas emblemáticas como el pedestal del busto de

Bolívar en la Casa Museo Quinta de Bolívar, la escultura de La Rebeca y los relieves de la fachada del Banco de la República (Alcaldía Mayor de Bogotá, 2008) y en la fachada del Museo del Oro (Gamboa, 2013) (Fig. 4).



Fig. 4. Losa de mármol blanquecino-beige en: a, b) fachada de Museo del Oro c) relieves del Banco de la República.

Paralelamente, Colombia desarrolló una tradición propia de explotación, con canteras activas en Santander, Antioquia, Tolima, Huila y la Costa Atlántica (Becerra y Pulido, 2019). De allí provienen variedades muy apreciadas: los grises Fileto Palma y Payandé, los negros Azabache, Caracol y San Gil, los rosados y blancos del Huila, los cafés de la región Caribe, el verde del Tolima y los mármoles brechados de tonos rojizos, pardos y grises.

Estas piedras, además de su diversidad cromática y calidad ornamental, se han consolidado como un recurso versátil para pisos, fachadas y elementos decorativos, integrando tradición europea y riqueza geológica nacional en el paisaje arquitectónico de la ciudad.

#### Travertinos

El travertino es una roca carbonatada de origen sedimentario, compuesta mayoritariamente por calcita y aragonito, que se forma por la precipitación de carbonato de calcio en aguas termales o frías, en ambientes continentales. Se caracteriza por su porosidad natural, tonos cálidos y su facilidad para el pulido, lo que la convierte en un material ornamental altamente valorado en arquitectura y diseño.

Desde la década de 1960, ha sido utilizado en Bogotá como revestimiento interior y exterior en obras públicas y

privadas, destacando por su estética elegante y su buena respuesta al tallado y pulido coincidiendo con la expansión del estilo internacional y moderno, que valoraba materiales nobles y acabados sobrios. Su uso se consolidó en halls de edificios institucionales, ministerios, bancos y hoteles, fachadas ventiladas y muros interiores de edificaciones residenciales y corporativas, zócalos, escalinatas, mesones, columnas y baños en conjuntos residenciales de alto estándar y en la decoración de iglesias modernas y templos contemporáneos, como complemento o sustituto del mármol.

Los principales yacimientos nacionales de los travertinos empleados en la ciudad provienen de Villa de Leyva, Boyacá (Becerra y Pulido, 2019) y de Bosconia, César (Geoestudios, 2014; Rocha et al., 2019), el primero de color marrón amarillento a ocre, y el segundo de tonos pardos y veteados.

El travertino Villa de Leyva (nombre comercial) es apreciado especialmente por su coloración y por su buena resistencia al desgaste en interiores (Fig. 5). Es de edad Hauteriviano Superior y llega a contener fósiles de mastodontes y otros vertebrados (Becerra et al., 2011; Buitrago & Becerra, 2020). Se le conoce también como travertino Oro.



Fig. 5. Losas de travertino Villa de Leyva en paredes exteriores de la Biblioteca Luis Ángel Arango, Barrio La Candelaria. Por su coloración marrón, ocre y amarillenta y por su buena resistencia al desgaste es especialmente valorado como piedra de construcción u ornamental.

Su empleo está asociado a la arquitectura moderna de prestigio, especialmente en sectores como Teusaquillo, Chapinero, y en el edificio Centro 93 de la Carrera 15 al norte de la ciudad. Rocha et al. (2019) reportan su uso en losas exteriores de la fachada de la Biblioteca Luis Ángel Arango situada en el Barrio La Candelaria.

#### ARENISCAS: MASIVAS, LAMINARES y BANDEADAS

Las areniscas ornamentales son el segundo material pétreo más utilizado en Colombia, extraído principalmente en los alrededores de Bogotá. Están compuestas por granos de cuarzo cementados con silicatos, óxidos de hierro y carbonatos, lo que les da buena resistencia y una estética apreciada. Su color varía del blanco al azul, pardo, gris o rojizo, con vetas y texturas atractivas. Se destacan por su facilidad de extracción, corte y talla, y aunque no logran un pulido brillante, absorben bien la luz. Se comercializan en láminas delgadas y molduras estandarizadas, ideales para revestimientos y acabados arquitectónicos (DYNA, 1947).

#### Piedra Bogotana o Piedra Muñeca

La piedra bogotana, también llamada piedra muñeca o piedra mona, corresponde según Hubach (1957), Julivert

(1962) y Rocha et al. (2019) a areniscas de la Formación Labor mientras que Becerra y Pulido (2019) la atribuyen a la Formación Arenisca Dura, ambas formaciones pertenecientes al Grupo Guadalupe.

Se trata de una roca cuarzosa compacta, de grano fino a medio y colores que van del gris al blanco y amarillento, tradicionalmente empleada desde el siglo XIX en edificaciones emblemáticas como la Catedral Primada, el Capitolio Nacional, la Casa de Nariño, el Colegio San Bartolomé y el Teatro Colón y la Basílica de Lourdes (Rocha et al., 2019; Castaño, 2021; Apolinar, 2022). (Fig. 6)

Según Rocha et al. (2019), se comercializa principalmente en dos variedades: rosada, de granos subredondeados bien seleccionados, escasa matriz y elevada porosidad total, y amarilla, de mayor matriz intergranular y alta porosidad conectada, lo que condiciona su durabilidad frente a la intemperie. Ambas variedades, de buena madurez composicional (predominio de cuarzo), pero texturalmente submaduras, se utilizan en muros estructurales, elementos ornamentales y revestimientos en proyectos patrimoniales y contemporáneos.



Fig. 6. Fachadas de edificaciones privadas, eclesiásticas y gubernamentales elaboradas con la arenisca piedra bogotana o piedra muñeca a) Colegio Mayor San Bartolomé b) Arquidiócesis de Bogotá c) Catedral de Bogotá.

### Areniscas Laminares y Bandeadas

Las areniscas laminares y bandeadas, también vinculadas al Grupo Guadalupe, presentan vetas y zonaciones de color asociadas a variaciones en el contenido de óxidos de hierro y materia orgánica, o a la estratificación original. Su estética jaspeada, que alterna tonos crema, ocre, rojizos y grises, ha sido aprovechada en fachadas residenciales e institucionales, especialmente entre 1950 y 1980 (Rocha et al., 2019).

En Bogotá han sido utilizadas como revestimientos exteriores e interiores del Edificio del Archivo General de la Nación; en escalinatas, muros interiores y pisos del Centro Cultural Gabriel García Márquez; en revestimientos y mobiliario exterior de la Biblioteca Virgilio Barco; y pulida

en la fachada del Edificio de la Universidad Central (Sede Norte), en la fachada de la Universidad Gran Colombia (Fig. 7c) y en muchos templos religiosos como la Basílica Menor Nuestra Señora de Lourdes en Chapinero (Fig. 7a) y la Iglesia Santa Beatriz en Usaquén (Fig. 7b). Son utilizadas en revestimientos exteriores, zócalos y muros de entrada y fachadas de edificios residenciales y comerciales, como en las localidades de Usaquén, Chapinero y Teusaquillo.

Por la disposición subparalela y horizontal de sus bandas y estratificación, se integran visualmente con el paisaje arquitectónico. Su empleo combina valor ornamental y durabilidad, a la vez que aporta una connotación geológica al paisaje urbano, aunque muchas fachadas hoy exhiben signos de erosión y alteración superficial.

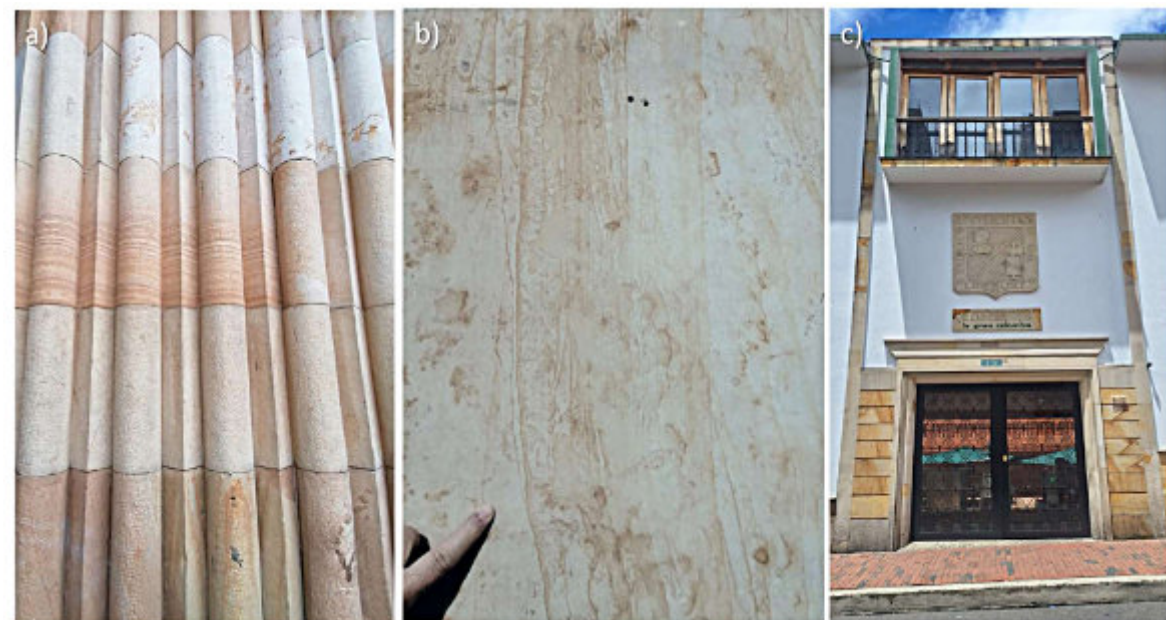


Fig. 7. Por su atractivo estético, durabilidad y facilidad de labrado, las areniscas veteadas o bandeadas han sido un material recurrente en la arquitectura bogotana a) columnas templo N.S. Lourdes (Chapinero) b) detalle del pórtico de entrada Iglesia Sta. Beatriz (Usaquén) c) fachada Universidad La Gran Colombia, Carrera 5.

### Arenisca Artesanal de Boyacá

La llamada arenisca artesanal de Boyacá, descrita por Velasco y Tocancipá (2015), se extrae y labra manualmente en ese departamento, generando piezas regulares con biseles definidos y superficies rugosas (Fig. 8). Se distinguen tres variedades: silícea (beige clara, rica en cuarzo), arcillosa (ocre) y pizarrosa (morada a gris oscuro, con foliación incipiente). Sus propiedades de resistencia, durabilidad y aislamiento térmico-acústico la hacen apta para pavimentos, fachadas, zócalos y mobiliario urbano. Recientemente se ha promovido como alternativa a los adoquines de arcilla en pavimentos articulados, debido a su textura antideslizante y bajo mantenimiento.

Otras fuentes de suministro incluyen la cantera Terreros en Soacha (Puerto, 2021) y las areniscas de la Formación Une (Becerra et al., 2011; Becerra, 2013), que han aportado materiales para fachadas monumentales, pisos y muros en ámbitos urbanos e históricos, consolidando su valor dentro

del patrimonio arquitectónico y geológico de Bogotá. La cantera Terreros se caracteriza por producir una arenisca feldespática de grano medio a fino, de tonalidad clara, correspondiente a las formaciones Arenisca Dura o Labor-Tierna del Grupo Guadalupe. Por su parte, las lajas rústicas de arenisca de la Formación Une (Cretácico Inferior) han sido ampliamente empleadas en el revestimiento de pisos y muros tanto en viviendas urbanas y rurales como en espacios públicos, incluyendo plazas y parques de Bogotá, Duitama, Tunja y Sogamoso (Becerra et al., 2011; Becerra, 2013; Becerra, 2014).

Estas areniscas también se emplean en la restauración de espacios urbanos históricos y en obras de arquitectura colonial, especialmente en zonas turísticas. Además, su aplicación se ha extendido a calles vehiculares y peatonales, caminos rurales y otros entornos urbanos, donde cumplen funciones tanto estructurales como ornamentales.



Fig. 8. Ejemplo de la diversidad de usos en la capital colombiana de la piedra labrada, extraída y procesada artesanalmente: a) fachada exterior Capilla del Sagrario b) mampostería colonial, mixta, de piedra labrada y ladrillo a la vista del Camarín del Carmen c) revestimiento de pared residencial en Usaquén d) pavimento en piedra labrada Sector La Candelaria.

Esta, y otras areniscas artesanales, forman parte de varias edificaciones de la ciudad, construidas con mampostería colonial, mixta, de piedra labrada y ladrillo a la vista, tales como las fachadas y muros del Museo Nacional, exteriores

de la Catedral Primada, el Camarín del Carmen, y otros templos como las iglesias de San Francisco, San Agustín, entre otras (Fig. 8, 9).



Fig. 9. Uso combinado de ladrillo y piedra labrada en construcciones coloniales del casco histórico. a) Fachada principal Museo Nacional b) Jardines Interiores del Museo Nacional c) Iglesia de San Agustín. El Museo Nacional, museo más antiguo del país, fundado en 1823, está construido de piedra labrada (sillar), ladrillo y ripio. El templo católico de San Agustín, construido entre 1642 y 1668, estructuralmente funciona con muros de carga, los cuales son en mampostería mixta, que incluyen piedra, ladrillo, adobe y tapia pisada d) Iglesia de San Francisco

Aunque no se menciona la procedencia de la piedra, el Templete al Libertador Simón Bolívar, diseñado por Pietro Cantini en 1883 e inaugurado en el Parque Centenario de Bogotá, está construido principalmente en arenisca labrada, de matriz arcillosa y alto contenido de cuarzo (Alcaldía Mayor de Bogotá, 2008). El obelisco, pedestal, el basamento y la piedra que representa al águila del Monumento a los Mártires de la Independencia, son piezas hechas en mampostería de arenisca cuarzosa de grano fino (Alcaldía Mayor de Bogotá, 2008)

**PIZARRAS, LODOLITAS y FLAGSTONES**

El empleo de pizarras, lodolitas y flagstones (lajas delgadas y planas de rocas metamórficas o sedimentarias) ha sido significativo en la arquitectura urbana de Bogotá, especialmente en pavimentos, andenes, muros bajos, jardineras, escalinatas y detalles ornamentales. Estas rocas se valoran por su exfoliación planar, que permite obtener placas resistentes, delgadas y estéticamente atractivas.

En Colombia, las pizarras provienen principalmente de la Cordillera Oriental, en sectores como Villa de Leyva (Boyacá) y áreas de Cundinamarca, donde afloran rocas con marcada esquistosidad. En Caldas también se reporta explotación, aunque con menor información (Becerra y

Pulido, 2019). Predominan tonalidades gris oscuro, negro, verde o rojizo, con superficies rugosas o suavemente pulidas. Asimismo, las flagstones incluyen areniscas cementadas y calizas laminadas, aprovechadas por su fácil extracción en lajas. En el Valle del Cauca destacan las filitas de Dagua, asociadas al cinturón metasedimentario de la Formación Cisneros, con centros de extracción en El Naranjo y El Queremal (Formación Espinal), utilizadas como piedra de enchape (Becerra et al., 2011).

En el espacio urbano de Bogotá, su aplicación ha sido variada: a) senderos, plazas, accesos y fuentes en espacios públicos (ej. Plazoleta del Parque Nacional, Parque El Virrey, Jardín Botánico), por su textura antideslizante y resistencia al clima húmedo b) andenes y accesos residenciales, a menudo combinados con ladrillo, en barrios como La Candelaria, Chapinero Alto y Teusaquillo y c) zócalos, muros, jardines, fachadas y ornamentos de edificaciones entre las décadas de 1960 y 1980, valoradas por su bajo costo y estética rústica (Fig. 10).

Las pizarras y flagstones aportan textura, variación cromática y expresión geológica a la arquitectura, integrándose bien con otros materiales tradicionales como ladrillo, madera y concreto.



Fig. 10. Modernas edificaciones del norte de la ciudad con revestimientos decorativos exteriores en pizarras de tonos grisáceos

**ARCILLAS TRANSFORMADAS EN LADRILLOS y TEJAS**

Aunque ladrillos y tejas no son piedras naturales, su origen arcilloso y su uso generalizado los convierten en materiales emblemáticos de la arquitectura bogotana (Fig. 11). Su popularidad se debe a la abundancia de arcillas en la región, su versatilidad, resistencia y valor estético, consolidándose el ladrillo a la vista como acabado predominante y rasgo cultural distintivo de la ciudad.

El empleo de arcillas ha evolucionado desde el adobe y bahareque indígenas, pasando por el ladrillo cocido y las tejas en la época colonial (Salazar, 2023), hasta consolidarse en el siglo XIX como material característico de la arquitectura republicana. Hoy sustenta una industria moderna, que produce elementos estandarizados y sostenibles (Molina & Hinojosa, 2011).

Las técnicas más representativas incluyen: a) ladrillo a la vista, símbolo estético que sustituyó al enchape de piedra y al revoque b) ladrillo macizo cocido, resistente y aislante, usado en muros estructurales y divisiones c) mampostería tradicional, basada en mortero, que permite muros sólidos y versátiles.

Las arcillas en Bogotá provienen del distrito minero Sabana de Bogotá, principalmente de las Formaciones Guaduas y Bogotá (Terciario) y de depósitos cuaternarios como Tilatá y Subachoque (Pulido, 2019), aunque también de unidades cretácicas y terciarias en otras regiones del país. Su explotación a cielo abierto abastece la industria local, reduciendo costos y fortaleciendo el carácter emblemático del ladrillo como símbolo arquitectónico de Bogotá.



Fig. 11. El uso del ladrillo a la vista predomina en las fachadas urbanas, consolidándose como un elemento arquitectónico y cultural distintivo de la ciudad.

## GRANITOS y OTRAS ROCAS ÍGNEAS/METAMÓRFICAS

### Granitos

Bajo la denominación de granito se agrupan rocas ígneas de composición y textura granítica, como granodioritas, tonalitas, monzonitas, pegmatitas y dioritas, o gneíscas

(Fig. 12). En Bogotá, desde mediados del siglo XX, estas rocas, junto con algunas metamórficas, han aportado funcionalidad, elegancia y durabilidad, consolidando un estilo urbano moderno, especialmente en bancos, ministerios y edificios institucionales, donde simbolizan poder y permanencia.

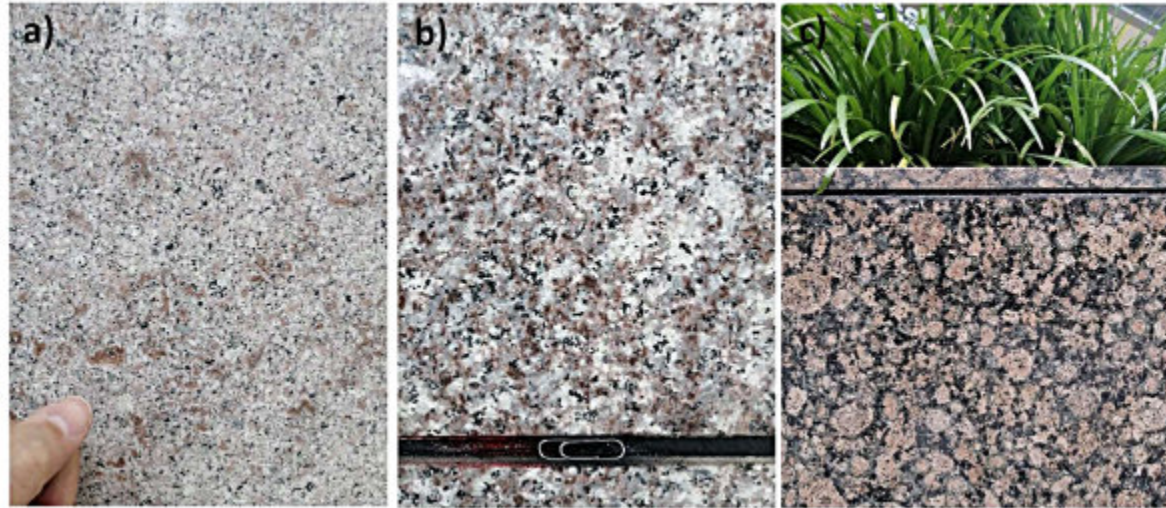


Fig. 12. Diferentes texturas de rocas graníticas en losas exteriores de edificaciones empresariales: a) granito leucocrático blanco-rosa de grano fino b) granito salmón de grano medio c) granito “rapakivi”:

Aunque Colombia dispone de depósitos en Santander, Antioquia y Guainía, gran parte del granito usado en la capital ha sido importado (Brasil, Venezuela, India, España). Los granitos santandereanos (grises y rosados, homogéneos) se explotan ornamentalmente desde mediados del siglo XX; los del batolito antioqueño (beige, rosados, grises) han tenido alcance regional y limitado en Bogotá; mientras que los de Guainía (tonos oscuros, vetas contrastantes) se usan de forma selectiva en mobiliario y acabados, pese a la dificultad de transporte por su ubicación remota.

En la ciudad, el granito se aplica en pisos de alto tránsito, halls, muros, columnas, escaleras, zócalos, mesones y elementos ornamentales, además de obras conmemorativas como el Monumento a los Caídos, que combina concreto con granito negro (Alcaldía Mayor de Bogotá, 2008).

Por su resistencia, durabilidad y valor estético, tanto las variedades nacionales como las importadas se consolidan como materiales competitivos en el ámbito arquitectónico y ornamental.

### Otras Rocas Igneas y Metamórficas

#### Igneas Oscuras y Metamórficas Duras

Incluye todas aquellas rocas ígneas o metamórficas duras como gabros, ignimbritas, basaltos, diabasas, pórfidos, andesitas, gneises, anfíbolitas, filitas y pizarras. Los gabros y otras rocas duras son usadas ocasionalmente en zócalos y pavimentos, por su tonalidad oscura y alta resistencia. Son importadas o provenientes de zonas del sur de Colombia (e.g., Nariño, Cauca).

Algunas rocas de origen volcánico como andesitas y basaltos han sido empleadas en edificaciones, tanto históricas como contemporáneas, principalmente con fines ornamentales, estructurales y decorativos. Las andesitas se han utilizado en mampostería, bloques, revestimientos y detalles ornamentales, mientras que los basaltos son más comunes en pavimentos, bordillos, adoquines, y ocasionalmente en detalles ornamentales por su color oscuro.

Gneises nacionales procedentes de Boyacá y Guainía, se han usado en fachadas, pisos y mobiliario. Algunas variedades ornamentales se comercializan como si fueran granito. Son muy cotizados por la textura bandeada o foliada, con minerales visibles y su buena resistencia mecánica y alto valor estético en cortes pulidos.

Becerra y Pulido (2019) mencionan que esquistos cloríticos del Grupo Cajamarca que afloran en la vía Ibagué-Pastales se explotan y emplean en enchape rústico de viviendas.

### Cuarcitas

En el contexto urbano bogotano, su uso ha sido más limitado en comparación con areniscas y calizas, debido a la dificultad de labrado y corte, así como a la menor disponibilidad local de este tipo de roca en bloques adecuados para cantería ornamental. Algunas cuarcitas de alto grado metamórfico se han usado en interiores, como alternativa a mármoles. Son de alta dureza, colores claros y buena resistencia a la abrasión.

Se explota en canteras de los departamentos de Santander y Boyacá (Becerra y Pulido, 2019). También se han importado cuarcitas de Brasil, India y España, especialmente en tonos grises, blancos y azulados.

### CONCLUSIONES

La piedra natural ha sido un material esencial en la construcción y ornamentación de Bogotá. A lo largo del tiempo, diferentes tipos de rocas, entre las que se incluyen sedimentarias, metamórficas e ígneas, se han utilizado en pisos, muros y fachadas de edificios públicos, iglesias y espacios urbanos.

Entre las más representativas están la piedra bogotana en sus versiones maciza, laminar y bandeada, las calizas tanto fosilíferas como micríticas o marmóreas, los travertinos y mármoles. Estas piedras, elegidas por su belleza, resistencia, valor histórico y disponibilidad, provienen tanto de la región de Bogotá como de otras zonas de Colombia y del extranjero.

La gran variedad de rocas ornamentales presentes en Bogotá constituye una muestra tangible de la geodiversidad del país y representa una valiosa oportunidad para fortalecer la educación, la conservación del patrimonio urbano y fomentar la divulgación científica desde una perspectiva multidisciplinaria que integra la geología, arquitectura y cultura.

### REFERENCIAS

Alcaldía Mayor de Bogotá, Instituto Distrital del Patrimonio Cultural, 2008. Bogotá un museo a cielo abierto. Guía de esculturas y monumentos conmemorativos en el espacio público. Vol I. Ed. Panamericana, Formas e Impresos. Laura Pombo y Margarita Mariño editores.

Apolinar J.J., 2022. La Basílica de Lourdes. Acercamientos al origen neogótico de Chapinero. Trabajo de Grado, Universidad de los Andes, Facultad de Artes y Humanidades, 65 p.

Becerra J.E., Costa A. G. y Bruno R. 2008. Rochas sedimentares com fins ornamentais: os exemplos dos calcários da formação La Tampa (Colômbia) e do arenitos Pietra Serena da formação Marnoso-Arenácea (Itália). In: Congresso brasileiro de rochas ornamentais, 3, 2008, natal. Anais... Rio de Janeiro: cetem/mcti, 2008. Capítulo 5, P. 63-76.

Becerra J.E., 2009. Deterioration Susceptibility of Ornamental Limestones from La Tampa Formation used in construction of modern buildings in Medellín – Colombia

Becerra J.E. 2009. Avaliação da Susceptibilidade aos Processos de Deterioração dos Calcários Ornamentais a Formação La Tampa Usados na Construção Civil de Medellín – Colômbia. Tesis de Doctorado, Universidade Federal de Minas Gerais, 179 p + anexos

Becerra J.E., Montana J.H. y Escobar I.C., 2011. Unidades Geológicas con Potencial para Rocas Ornamentales en los Departamentos de Boyacá, Cundinamarca y Sur de Santander. Servicio Geológico Colombiano

Becerra J.E., 2013. Avances en caracterización físico-mecánica de las lajas rústicas utilizadas en construcciones patrimoniales de los departamentos de Boyacá y Cundinamarca – Colombia, 3er Congreso Ibero-Americano y XI Jornada de Técnicas de Reparación y Conservación del Patrimonio. Topico 2, Contribución 10, 12 p.

Becerra J.E., 2014. Ornamental Sandstones of Une Formation. Physical and Petrographic Characterization to Civil Engineering and Heritage Restoration in Colombia. Presentation. V Global Stone Congress, Turkey.

Becerra J. E. y Pulido, O., 2019. Rocas ornamentales. En: Recursos minerales de Colombia, vol. 1. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano. Tesis de Doctorado

Buitrago Cárdenas G.A. y Becerra J.E., 2020. Travertinos de la Cantera San Antonio, municipio de Villa de Leyva-Colombia. Avances en Caracterización Física y Mineralógica para su Uso como Roca Ornamental. L'Esprit Ingenieur, Vol 9, p 10-28.

Castaño S., 2021. Piedra Arenisca en Colombia. <https://piedraocre.wixsite.com/piedra-ocre/post/escribe-en-tu-blog-desde-tu-sitio-web-o-m%C3%B3vil>

Gamboa Bohorquez, D., 2013. "Clásicos de Arquitectura: Museo del Oro / Germán Samper"- ArchDaily Colombia. <https://www.archdaily.co/co/02-281717/ad-classics-clasicos-de-arquitectura-museo-del-oro-german-samper>, ISSN 0719-8914

Geoestudios LTDA, 2014. Cartografía geológica y muestro en tres áreas de Colombia: Santander, Tolima y Cesar. Avance. Contrato Holcim HC-101-2014, Bogotá, D.C.

Hubach E. 1957. Estratigrafía de la Sabana de Bogotá y Alrededores. Bol. Geol., Inst. Geol. Nal., v. 5, n. 2, pp. 93-112, 3 Is

Julivert, M., 1962. La estratigrafía de la Formación Guadalupe y las estructuras por gravedad en la Serranía de Chía (Sabana de Bogotá). Boletín De Geología, (11), 5-21, 4 fs <https://revistas.uis.edu.co/index.php/revistaboletindgeologia/article/view/5590>

Molina Prieto L.F. & Hinojosa de Parra R., 2011. De la mampostería colonial al ladrillo a la vista. Los chircales de Bogotá y su impronta en la arquitectura y el desarrollo urbano, período 1810-1920. Revista nodo Nº 10, Volumen 5, Año 5: 91-112 Enero-Junio 2011.

Morer, J. J. y Nicholls, E., 1961. Calizas de la región de Cartagena. Boletín Geológico, Servicio Geológico Nacional, Volumen IX, Enero-Diciembre 1961, Nos. 1-3, p 97-114.

Puerto Parada A., 2021, El Paisaje Cultural Posminero en el Patrimonio de la Ciudad de Bogotá, Tesis de Maestría en Geografía, Universidad Nacional de Colombia, 76 p.

Pulido, O. (2019). Arcillas. En: Recursos minerales de Colombia, vol. 1. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano

Revista DYNA, 1947. Uso de las Areniscas en las Construcciones. Revista de los Estudiantes de la Facultad Nacional de Minas, Universidad Nacional de Colombia. Vol. 14 Núm. 58 (sept 1947), p 65-67. (autor desconocido)

Rocha D.C., J.E. Becerra, D. Benavente, J.C. Cañaveras y A.G. Costa, 2019. Estudio preliminar de las

características petrográficas, petrofísicas y comportamiento mecánico de rocas naturales tipo "piedra bogotana" y "mármol royal bronze" utilizadas en construcciones patrimoniales y recientes en Colombia. Rev. UIS Ing., vol. 18, no. 3, pp. 203-222, 2019. doi: 10.18273/revuin.v18n3-2019021

Salazar, D. (2023) La revolución del ladrillo en Bogotá: ¿cómo este material democratizó la visual de la ciudad? <https://www.bloomberglinea.com/2023/03/26/la-revolucion-del-ladrillo-en-bogota-como-este-material-democratizo-la-visual-de-la-ciudad/>

Servicio Geológico Colombiano, (SGC), 2012. La caliza en Colombia. Geología, Recursos, Calidad y Potencial. Publicaciones Especiales, Numero 31, 426 p.

Silva-Tamayo, J.C., Rincón-Martínez, D., Barrios, L.M., Torres-Lasso, J.C. & Osorio-Arango, C. 2020. Cenozoic marine carbonate systems of Colombia. In: Gómez, J. & Mateus-Zabala, D. (editors), The Geology of Colombia, Volume 3 Paleogene – Neogene. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 37, p. 249-282. Bogotá. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.37.2019.09>

Velasco Méndez J.C. y Tocancipa García V., 2015. Arenisca Artesanal para Pavimentos Articulados: Caso de Estudio, Av Jiménez, Bogotá D.C – Colombia, Tesis de Grado, Universidad Piloto de Colombia, 66 p.

**SOBRE LOS AUTORES:**



Jesús S. PORRAS M. es Ingeniero Geólogo de la Universidad de Oriente con Maestría en Ciencias Geológicas de la Universidad Central de Venezuela.

Posee amplia experiencia profesional en la industria petrolera donde ha desempeñado diversos cargos en proyectos tanto de exploración como de desarrollo de reservorios convencionales y no convencionales.

Actualmente se desempeña como Geólogo Consultor Senior liderando grupos de estudios integrados de yacimientos para operadoras nacionales e internacionales. Tiene particular interés en temas de patrimonio geológico, geodiversidad y geoconservación, comunicación en geociencias, geología urbana y geoturismo.

Es miembro activo de diversas asociaciones profesionales y autor o coautor de más de 50 trabajos presentados en diferentes congresos geológicos nacionales e internacionales, simposios y revistas técnicas.



Luis R. PORRAS M. es Ingeniero Geólogo graduado en 1983 de la Universidad de Oklahoma en Norman, Oklahoma, con Maestría en Geociencias del Petróleo del Imperial College de la Universidad de Londres, Inglaterra.

Posee más de 35 años de experiencia profesional en proyectos de exploración y explotación de petróleo y gas en varios países de Norte, Centro y Sur América, Australia y África.

Comenzó su carrera en 1985 como geólogo de operaciones en la Cuenca Oriental de Venezuela, pasando a geólogo regional e integrador de información geocientífica para PDVSA en Caracas, donde se encargó de la interpretación y evaluación de prospectos en la Cuenca Oriental de Venezuela, la Plataforma Deltana en la costa atlántica y en la región Costa Afuera Caribe de Venezuela.

En 1997 pasó a formar parte del equipo multidisciplinario de CVP-PDVSA. En 2003 comenzó su carrera en la industria privada como geólogo integrador y de nuevos negocios, liderando varios proyectos exploratorios en Colombia y Perú.

Actualmente se desempeña como consultor especializado en exploración y explotación de petróleo y gas y evaluación de nuevas oportunidades de negocio para la adquisición y desinversión de activos.

**WILHELM SIEVERS Y FRANCISCO DE PAULA ÁLAMO  
EN EL “GRAN TERREMOTO DE LOS ANDES”, 1984  
(Análisis comparativo)**

**José Antonio Rodríguez A.**

[rodriguez.arteaga@gmail.com](mailto:rodriguez.arteaga@gmail.com)

Colaborador de la Revista

**RESUMEN**

La gestión del riesgo en general ha ido evolucionando significativamente pasando de ser una respuesta reactiva a un enfoque proactivo que analiza cualquier evento natural desde la perspectiva de múltiples variables. Dos científicos, alemán el primero, *Wilhelm Sievers* (1860 - 1921) y Francisco de Paula Álamo (1866-1943) venezolano, analizan con relativo poco tiempo y bajo distintas ópticas las observaciones obtenidas de un fenómeno natural conocido en la literatura histórico-sísmica como el “*Gran Terremoto de los Andes*”, ocurrido el 28 de abril de 1894, siendo de enorme importancia en la historia sismológica de Venezuela y en particular de la región andina.

En el presente ensayo se transcriben ambos trabajos como una contribución al conocimiento de la comunidad sismológica, los cuales habían permanecido casi desconocidos. El informe de *Sievers* es un trabajo aislado, resultante de una investigación en “redes sociales” traducido del alemán por Carlos Schubert (1938-1994) y obsequiado sin conocer mayores detalles a la geofísica venezolana Dra. Christl Palme del Instituto de Geofísica de la Universidad de los Andes, IGULA-Mérida. El segundo corresponde a un reportaje de prensa cuya autoría directa es de Francisco de Paula Álamo, divulgador de ciencias, periodista y agrónomo; con estudios libres de física, química y botánica en la Universidad Central de Venezuela, donde fue discípulo de Arístides Rojas por 2 años y de Adolfo Ernst. Su artículo será publicado en *El Cojo Ilustrado* de julio de 1894 con el título: “*Terremoto en la Cordillera*”. Se incluyen, además, algunas de nuestras propias reflexiones para ambos trabajos a manera de conclusión.

**Palabras claves:** Wilhelm Sievers, Francisco de Paula Álamo, *El Cojo Ilustrado*, el Gran Terremoto de los Andes, Terremoto en la Cordillera.

**ABSTRACT**

**WILHELM SIEVERS AND FRANCISCO DE PAULA ÁLAMO  
IN THE ‘ANDES GREAT EARTHQUAKE’, 1894  
(Comparative Analysis)**

Risk management in general has significantly evolved from a reactive response to a proactive approach that analyzes any natural event from the perspective of multiple variables. Two scientists, the first being German, *Wilhelm Sievers* (1860-1921), and Venezuelan citizen Francisco de Paula Alamo (1866-1943), analyze the observations obtained from a natural phenomenon known in historical-seismic literature as the ‘*Great Earthquake of the Andes*’, which occurred on April 28, 1894, and is of enormous importance in the seismic history of Venezuela and particularly of the Andean region. In this essay, both works are transcribed as a contribution to the knowledge of the seismic community, which had remained almost unknown. *Sievers* report is an isolated work resulting from research in ‘social networks’ translated from German by Carlos Schubert (1938-1994) was gifted without knowing further details to the Venezuelan geophysicist Dr. Christl Palme of the University of the Andes Geophysics Institute, IGULA-Mérida. The second work corresponds to a press report whose direct authorship is attributed to Francisco de Paula Alamo, a science communicator, journalist, and agronomist; with free studies in physics, chemistry, and botany at the Central University of Venezuela, where he was a disciple of Arístides Rojas for 2 years and of Adolfo Ernst. His article will be published in *El Cojo Ilustrado*, July 1894 with the title: ‘*Earthquake in the Cordillera*’. Additionally, some of our own reflections for both works are included as a conclusion.

**Keywords:** Wilhelm Sievers, Francisco de Paula Alamo, *El Cojo Ilustrado*, the *Andes Great Earthquake*, *Earthquake in the Cordillera*.

**INTRODUCCIÓN**

El Gran Terremoto de los Andes, ocurrido el 28 de abril de 1894, ha sido un fenómeno natural de suma importancia en la historia sismológica de Venezuela para la comprensión del riesgo sísmico urbano en la región andina. Este sismo constituye un tema de estudio clásico que demuestra una compleja interacción entre un accidente geológico sensu *stricto* y una sociedad con vulnerabilidades preexistentes.

Si nos detenemos a estudiar con detalle los testimonios entre los cuales podemos mencionar los de algunos intelectuales decimonónicos andinos como Tulio Febres-Cordero (1860-1938) en su *Cronicón Sísmico*, ellos documentaron el fenómeno no solo en términos de destrucción, sino también de la experiencia adquirida; del caos inicial del sismo durante su etapa de “movimiento” y postsísmico, con los esfuerzos de la población para rehacer sus pérdidas materiales y la obligatoria ausencia de parientes y amigos fallecidos.

Sus relatos son una fuente inagotable de datos para entender cómo se vive el riesgo; cómo se percibe y se gestiona socialmente entre los habitantes de los poblados afectados y en especial aquellos lugares que abarcan el denominado epicentro macrosísmico. Un claro ejemplo de ello lo podemos conseguir en diarios como *El Tiempo* y la revista *El Cojo Ilustrado* (Leal, 2025) además de otros periódicos de la época como *El Republicano*, *La Religión* y *El Nuevo Herald* más un abundante *corpus* documental esencialmente constituido por telegramas y cartas, informando de lo acontecido y solicitando ayuda; e incluso con comentarios de orden político conservados en diferentes repositorios locales o nacionales y los cuales no han sido expuestos en el ensayo en un intento de reconocer solamente el fenómeno natural y lo que él acarrió.

Por lo antes expuesto hemos elaborado un análisis comparativo, considerando necesario dar una breve semblanza personal de cada uno de los autores citados, previa y posteriormente, para luego de conocidas sus

características personales, transcribir los trabajos sobre el sismo y las consideraciones que de ellos hemos podido obtener.

**Wilhelm Sievers y su informe**

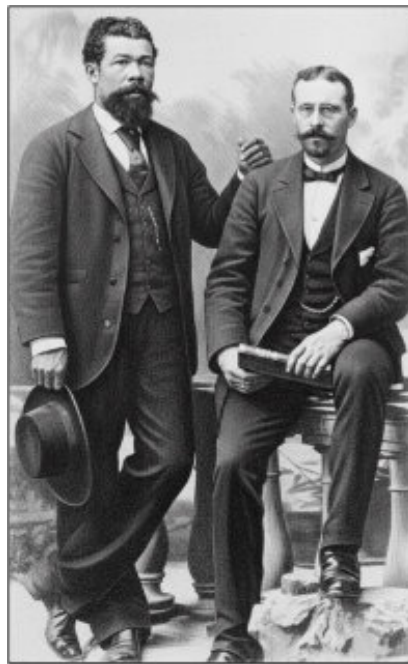
Despuntaba la segunda mitad del siglo XIX, cuando un grupo de alemanes visita a Venezuela en funciones de acercamiento comercial, de aventura algunos y de exploración de la naturaleza, otros, quienes de una u otra forma seguían las huellas de Humboldt. Entre estos “alemanes del asombro” (Rodríguez, 2013) se encontraban *Herman Karsten*, *Augusto Fendler*, *Ferdinand Appun*, *Hermann Wagener*, *Julio Gollmer*, *Karl Moritz* (Freites, 2002) y otros como *Friedrich Gerstäcker* (Cámara de Comercio de Caracas, 1968)<sup>1</sup> conecedor de los fenómenos de la naturaleza y quien describe para 1868 los destrozos producidos en la (...) *antigua ciudad de La Guaira ... que por aquel entonces se había convertida en escombros producto del terremoto del año 1812* que igualmente arrasó Caracas.

En el caso de *Wilhelm Friedrich Sievers* (1860-1921) (Fig.1) este llega a Venezuela en su condición de geógrafo-cartógrafo en parte a sus expensas -según sus propias palabras- y en parte con la ayuda financiera de la *Sociedad Geográfica de Hamburgo* a hacer investigación aprovechando presuntamente la estancia de su padre Louis Sievers en el país, quien mantenía tratos comerciales en el territorio nacional, además de la región del Caribe, aspecto solamente mencionado sin que haya sido demostrado en forma indiscutible.

Nacido en Hamburgo, estudiará en el *Johanneums Gymnasium* conocido también como *Gelehrtenschule des Johanneums*, institución educativa de Hamburgo reconocida al haber formado a numerosos líderes políticos y científicos en Alemania (Rodríguez, 2005). Dicha institución fue fundada en el siglo XIV, exactamente en 1529 por *Johannes Bugenhagen*, siendo la institución educativa más antigua de Hamburgo y que aún se encuentra en actividades. Además de ello, compartirá sus

estudios universitarios entre 3 instituciones: *Jena, Gotinga y Leipzig*.

*Wilhelm Sievers* hará de Venezuela su aposento desde finales de 1884 hasta diciembre de 1885 y luego desde agosto de 1892 a abril de 1893, recorriendo todo el territorio nacional. Hace investigación geológica, geográfica e incluso cartográfica, visitando Caracas, para “*asimilar sus costumbres*”.



**Fig. 1** Wilhelm Sievers (*der.*)

(Fuente: Colección Eduardo Röhl, 1990)

Recorre en su primer viaje en 1885 de Mérida a San Cristóbal, la que aún conservaba los efectos del terremoto de Cúcuta de 1875 continuando su periplo por tierras de Valencia, Puerto Cabello, Maracaibo, Barquisimeto, Coro, Santa Bárbara del Zulia y Tovar entre otras ciudades. Su obra, aun parcialmente sin traducir al español, consta esencialmente de 45 títulos entre los que destacan especialmente dos libros: “*Venezuela*” y “*Zweite Reise in Venezuela*”.

No se detendrá, allí, sino que investigará más a fondo fenómenos como el diapirismo de barro en los Llanos de Maturín y para 1898, publicará un artículo sobre este fenómeno aún hoy activo, conociendo al “volcán de barro”

que halló *Hervidero*. Su trabajo llevará por título: “*Ein Schlammvulkan, Hervidero, in der Llanos von Maturín* (Un volcán de lodo, El Hervidero, en los Llanos de Maturín), publicado en *Deutsche Rundschau für Geographie und statistisc Wien*, 1898, 20(9): 394-398.

Tratará en forma muy especial, 3 de los más importantes sismos históricos venezolanos: 1812, 1894 y 1900, aunque no fue testigo presencial de ninguno de ellos (Urbani y Pérez Marchelli, 1998).

### W. SIEVERS Y EL GRAN TERREMOTO DE LOS ANDES

La producción en sismología venezolana de *Sievers* cuenta con escasos aportes traducidos al español excepto el artículo del conocido geólogo-neotectonista Dr. Carlos Schubert P. (1938-1994) cuya traducción y artículo fue publicado póstumamente por la *Revista Geográfica Venezolana*, Mérida estado Mérida que a continuación nos hemos permitido reproducir.

En tal sentido Schubert expresó: (...) *fue el primer informe científico sobre el terremoto del 28 de abril de 1894*, publicado en 1895 con el título *Das Erdbeben in Venezuela am 28. April 1894. Mitteilungen der geographische Gesellschanfl (237-244)*. *Giessen* (véase: Schubert, 1994) citado en la bibliografía del presente ensayo. El artículo dice así:

“El sábado 28 de abril de 1894 a las 10 1/2 de la noche, un terremoto sacudió las regiones montañosas de Venezuela y los paisajes adyacentes de Colombia con tal intensidad, que los terremotos generados por él igualan a los de Caracas del 26 de marzo 1812. El material en mi posesión sobre este terremoto consiste, además de las noticias de prensa, sobre todo cartas privadas del gerente de las Casas *Minlos Breur y Co.*, en Maracaibo, Tovar, San Cristóbal y San José de Cúcuta a la casa principal de Hamburgo, a la cual agradezco su amable suministro de estas noticias. Además, utilicé un pequeño escrito del Señor J. I. Lares en Mérida: *Volvamos al Hogar*, Mérida 1894, en el cual solo se encuentran escasos datos sobre el terremoto. El centro del terremoto en 1894 no fue, como en 1812, la Cordillera

Caribe, sino la Cordillera de Mérida, y el origen parece haber sido una línea orientada en dirección NNO a SSE, la cual separa el tercio occidental de la cordillera del central, caracterizado por el valle transversal del Rio Chama por debajo de Chiguará.

El sacudimiento principal se produjo el 28 de abril de 1894, a las 10 horas 35 minutos de la noche, lo que se deduce de la paralización de todos los relojes en la localidad de Tovar; por lo demás, varían los informes, pero en general se reportó que el sacudimiento principal comenzó aproximadamente a las diez y media. Los informes de Mérida indican que el primer sacudimiento sucedió a las 10 horas 15 minutos, para el sacudimiento principal, 10 horas 30 minutos los de San Cristóbal 10 horas 15 minutos los de Cúcuta aproximadamente 10 horas, y los de Bucaramanga 10 horas 5 minutos, se explica parcialmente esta diferencia; además, sin embargo, los pequeños poblados de la cordillera no se caracterizaban por tener relojes exactos y, finalmente, aunque no en todas partes el sacudimiento principal fue precedido por otros más débiles, por ejemplo a las 9 horas 50 minutos en la depresión del Zulia; también en Mérida se reportaron sacudimientos preliminares, los cuales contribuyeron a disminuir la pérdida de vidas.

La duración reportada del terremoto naturalmente es muy variable, el del sacudimiento principal entre dos y cuatro minutos, lo cual, por supuesto, es demasiado largo, pero de acuerdo con todos los informes de la cordillera este sacudimiento fue más largo y fuerte que el del Gran Terremoto de Cúcuta del 18 de mayo de 1875. A lo largo del ferrocarril de Santa Bárbara- El Vigía, en la costa sur del Lago de Maracaibo, los empleados observaron sacudimientos a las 9 horas 50 minutos, 9 horas 57 minutos, 10 horas 6 minutos, 10 horas 33 minutos, 10 horas 44 minutos y continuamente hasta las 12 horas 45 minutos. La continuación de sacudimientos fuertes hasta las 12 horas 45 minutos de la medianoche fue confirmada en otros sitios. En Maracaibo se sintieron después del sacudimiento principal otros tres sacudimientos fuertes hasta las 3 horas de la madrugada del 29 de abril, los

cuales el último consistió de dos sacudimientos fuertes. En Tovar, los sacudimientos continuaron hasta las 12 horas. Más al este, se sintió el sacudimiento en Carache a las 10 horas 15 minutos, en Valencia a las 10 horas 25 minutos, en las montañas al sur del valle del Tuy, entre Altagracia y el Tuy a las 10 horas 30 minutos, en Barcelona a las 9 horas 30 minutos (según informes provenientes del Sr *J. Schaeffer*).

En los días y semanas siguientes, este terremoto generó un enjambre de terremotos. El 29 de abril se sintieron en Maracaibo tres sacudimientos, a las 10 horas 6 minutos de la mañana y a las 12 horas 30 minutos y 1 hora de la tarde, de los cuales el primero logró derrumbar tres palmeras en Bellavista. En Bucaramanga se sintieron más sacudimientos hasta el 3 de mayo a las 5 horas de la mañana, en San Cristóbal sacudimientos fuertes hasta el 29 de abril, después, al igual que Cúcuta, de vez en cuando sacudimientos débiles; en Cúcuta temblaba el suelo todavía en agosto (según cartas privadas del Sr. *Herman Pflingsthorn* en Cúcuta de agosto de 1984), y hasta el 4 de agosto Lares registró en Mérida 76 sacudimientos, además de aproximadamente 26 entre el 26 de abril y el 1 de mayo.

El área afectada por el terremoto fue muy grande. La zona de sacudimiento se extendió hacia el suroeste hasta Bogotá, hacia el norte hasta Curacao, hacia el este con seguridad hasta más allá de Cumaná. En Bogotá los daños fueron menores, asimismo en Ocaña. En Matanza se derrumbó una iglesia, en Jirón una capilla en construcción, en Piedecuesta se abrieron grietas en el suelo, en Bucaramanga la iglesia fue afectada fuertemente, las edificaciones privadas sólo poco, cerca de Río Negro se derrumbaron algunas casas, en Salazar y Arboleda fueron dañadas casas, asimismo fue afectado Gramalote. En Pamplona fue dañada significativamente la iglesia de Santo Domingo, en Cúcuta se derrumbaron cuatro columnas en la parte superior de la torre de la iglesia principal, la iglesia misma se fracturó y muchas casas, especialmente las construidas con material poco consolidado, tapia pisada, fueron dañadas. Hacia el

noroeste, aparentemente se sintió el terremoto en El Banco, a orillas del Río Magdalena, hacia el norte, el cartero que viajaba desde Capatárida y Coro hacia Maracaibo, sintió el terremoto en San Félix de Coro a las 9 horas 50 minutos de la noche, y un pasajero del buque Castor sintió el sacudimiento a la misma hora cerca del Cabo San Román en Paraguaná, así como otro el 29 de abril en la tarde. En Curacao se sintió, aunque débilmente, a las 10 horas 30 minutos.

En el Oriente, el Sr. *Ludwig* determinó el terremoto a las 10½ horas de la noche, en las montañas de la Sierra del interior el norte de Altagracia (según una carta privada desde Araguaita, 6 de mayo 1894); Caracas, Valencia, Puerto Cabello, San Esteban (según una carta privada del Señor G. Simón desde Puerto Cabello del 8 de Julio de 1894) y Barquisimeto no sufrieron daños, en Tocuyo, por el contrario, se derrumbaron algunas casas y casi todas fueron afectadas por agrietamiento. En el llano de Guanare y Araure, en el borde sur de la Cordillera de Mérida, las casas temblaron fuertemente, pero el sacudimiento no llegó a San Fernando de Apure, ni a Nutrias, ni a la Región del Orinoco (según una carta privada del Señor *Paul Flamm* desde Ciudad Bolívar del 9 julio del 1894). Al oeste del Lago de Maracaibo, el sacudimiento se extendió sobre la cordillera de Perijá; en el propio Perijá tembló siete veces la noche del 28 y una cantidad de casas se agrietaron. No hubo daño mayor en esas localidades, pero se interrumpió la comunicación telegráfica entre Santander, Bogotá y Buenaventura hasta el 5 de mayo.

El área de temblor máximo se restringió a la Cordillera de Mérida, y particularmente al límite entre el tercio occidental y el central de la misma. El occidente y oriente fueron afectados, pero no fueron confirmadas posteriormente las alarmantes noticias de allí. En el oriente, en la Región de Trujillo la pérdida de vidas fue aparentemente muy baja. En Carache se fracturaron las paredes de las casas y la Iglesia fue dañada, en Santa Ana, la cual fue reportada inicialmente como destruida, los daños no fueron mayores a los de Carache, en Trujillo se

derrumbó la torre de la iglesia de San Francisco y una cantidad de casas fueron afectadas. Valera y Escuque no sufrieron daños. Entre Timotes y Mucuchíes se derrumbaron algunas casas, en Tabai la iglesia. En el occidente de la cordillera, en el Táchira, los destrozos fueron pocos; en San Cristóbal algunas casas y muros de fundamentos sufrieron fracturas y agrietamientos. En la Grita fueron dañadas algunas casas y la iglesia, Pregonero casi no fue afectado, en Bailadores se derrumbó la iglesia. Al este de Bailadores es donde comienzan los destrozos, asimismo al oeste de Tabai, cerca de Mérida, de manera que aparentemente se puede delimitar con precisión una zona de destrucción, la cual se extiende de Tovar hasta Mérida. Ella comienza, claramente definida, al oeste de Tovar, en el caserío de la Playa, donde casi todas las casas quedaron inhabitables. En el Volcán de Tovar se derrumbaron las edificaciones de Don Vicente Mora, y mostro un aspecto desolador.

Con excepción de las casas, todas las edificaciones de este importante poblado quedaron inhabitables, pero solo hubo un muerto. Peor todavía es la destrucción en el Valle del Mocotíes aguas debajo de Tovar, donde todas las casas se redujeron a escombros. En Santa Cruz solo quedó una casa intacta, las demás sepultaron a 115 cadáveres debajo de sus escombros. En gran parte solo quedaban parados los muros o se podían solo observar las fundaciones de las edificaciones. En forma similar fue afectada toda la región hasta Mérida; en Chiguará murieron personas, en Lagunillas, la Laguna de Urao se desbordó e inundó las partes más bajas; los caminos de la Hacienda de cacao de Estanques también destruida, hacia Mérida, las así llamadas laderas fueron obstruidas por el derrumbamiento de las paredes empinadas. La población de Pueblo Nuevo, situados en los altos sobre este camino, fue destruida. Ejido perdió su iglesia, pero escapó a daños mayores y muertes, y también Mérida fue afectada por un temblor inicial a las 10 horas 15 minutos, por lo que no se perdieron vidas humanas. Por el contrario, a las 10 horas 30 minutos, y por una duración de 3-4 minutos la ciudad fue sacudida por el evento principal de tal forma, que

prácticamente ninguna casa quedó habitable. La capilla del Corazón de Jesús, en construcción, y la posada de Antonio Rangel fueron destruidas totalmente. Por otro lado, se perdieron casi todos los techos, como en el edificio de gobierno; en el Colegio de las Hermanas de la Caridad, se derrumbaron los pasillos, las columnas construidas en conmemoración de Bolívar y Páez fueron rotadas y agrietadas; de la Catedral se derrumbaron la torre y los techos, y los daños materiales fueron cuantiosos, así como fueron afectados los depósitos de mercancías debido al derrumbamiento de los techos y la lluvia después del terremoto. Según J. I. Lares, al día siguiente, el aspecto de la ciudad consistía de iglesias y torres derrumbadas, casa sin techo, paredes cuarteadas, grietas profundas, todas parcialmente derrumbados y vigas principales caídas parcialmente. Sin lugar a dudas, tanto Mérida como la adyacente La Punta, fueron afectadas especialmente debido a que se encuentran sobre terrazas consistentes de gravas no-consolidadas, mientras que Ejido, parcialmente localizada sobre roca firme, sufrió menos, a pesar de estar localizada más cerca del epicentro del terremoto.

Al sur y al norte de esta ruta principal de tráfico de la cordillera, la cual estuvo interrumpida por largo tiempo, la destrucción no fue menor, sino mayor en la medida en que los poblados se encontraban más cerca del meridiano de Chiguará. Sobre la región del sur del Chama y el Mocotíes poseo pocos informes. Según ellos fueron destruidas: Mucuchachí, Libertad, (Canaguá) y Guaraque, donde solo quedaron en pie la iglesia y dos casas; menos sufrieron Capurí y El Molino, dos caseríos poco importantes. Guaraque es el sitio más occidental de la destrucción, al oeste del cual Pregonero no fue casi afectada; sobre Acequias, San José y Aricagua no poseo informes. Más afectadas fueron las laderas más pobladas del Mocotíes y el Chama. En el distrito Tovar hubo 49 víctimas, la localidad de Zea se derrumbó totalmente sepultando a 65 víctimas, y en La Tala, un caserío poco importante, no quedó una casa en pie y murieron 51 personas. En la Mesa de las Culebras murieron 17 personas; el asentamiento San Buenaventura fue destruido, el sitio más occidental

afectado fue Geguines [sic] en el alto del Río Escalante, con 17 muertos. En la vecindad de la confluencia del Mocotíes y el Chama parece ser que el terremoto tuvo mayor efecto, como lo atestiguan la formación de grandes grietas y sacudimientos de gran duración. Según J. I. Lares (*Volvamos al Hogar*, Mérida 1894, p. 7) (Fig. 2), los derrumbes en la cordillera fueron tan extensos, que en los tres días siguientes al terremoto se hallaba una densa nube de polvo sobre el valle del Chama, la cual se extendió por más de 100 kms. y también cubrió a Mérida. Por más de un mes, todos los ríos y corriente de agua llevaban lodo y restos vegetales.



**Fig. 2.** Reproducción de la portada del Libro de José Ignacio Lares (Fuente: J. I. Lares, 1894).

También las tierras bajas del Zulia fueron afectadas, nuevamente en las localidades situadas en el Río Chama. En particular, fue afectado el ferrocarril entre Santa Bárbara y El Vigía. Desde el Km 28 hasta el final de la vía en El Vigía, se derrumbaron las estaciones los puentes y rieles fueron deformados en forma de S, unos sinnúmeros de árboles cayeron sobre los rieles, de grietas que se abrieron hacia el norte salieron agua y barro negro mal oliente, un fenómeno que también se observó más al este en la costa del Lago Maracaibo, en los puertos de Bobures y Gibraltar, donde también se sintieron vapores de azufre. Aquí

fueron destruidas aproximadamente 25 casas y las iglesias. En Santa María se elevaron columnas de agua de varios metros una media hora del sacudimiento principal, las cuales inundaron el pueblo, los ríos se salieron de sus cauces, los campos y poblados fueron inundados y se hundieron en grietas, los árboles se doblaron hasta el suelo. En Santa Bárbara y San Carlos no hubo daños, pero por 14 días los primeros 28 kms. de ferrocarril estuvieron inactivos. Debido a que los caminos de recuas estaban tupidos y los caminos de montaña estaban impasables, el tráfico entre la cordillera y el lago estuvo interrumpido por largo tiempo. En la costa del Lago, La Ceibita fue totalmente destruida, La Ceiba no fue afectada; frente a Maracaibo, en Santa Rita se derrumbaron dos casas, en el propio Maracaibo cayeron partes de la viga principal del techo de la iglesia de San Francisco y del Palacio Legislativo, y de la iglesia Inmaculada cayeron la cruz y un pedazo de la torre. En la calle del comercio se derrumbó una casa, en Los Haticos. cayeron muchos árboles.

Estos informes, a pesar de ser fragmentarios, permiten determinar el epicentro, el tipo y la extensión del terremoto. Si observamos la localización de los poblados destruidos totalmente, en los cuales murieron muchas personas (**tabla 6, en el original esta tabla es un mapa de localización, pero debido a la pobre calidad de la copia disponible, se reproduce aquí redibujado, como figura 2.** Nota del traductor)<sup>2</sup>, se deduce que estos se agrupan alrededor del valle transversal del Chama y su afluente el Mocotíes, pero también fueron destruidos Mucuchachí y Libertad (Canaguá) en el sur de la cordillera. Los poblados totalmente destruidos se sitúan en una zona angosta, que cruza la cordillera de NNO a SSE. A ambos lados de esta zona se encuentra una región en la cual la destrucción, aunque importante, fue menor, así como la pérdida de vidas. Sus límites son, al oeste Tovar, al este Mérida. Al oeste de Tovar y al este de Mérida, los efectos del terremoto fueron menores. Por otro lado, la zona de destrucción mayor se prolongó hacia las zonas bajas de la depresión del Zulia; además, fueron afectadas poblaciones más al este a lo largo de la costa del lago, lo cual podría explicarse por su situación sobre un subsuelo

no-consolidado. Si se sigue el eje de mayor destrucción hacia el norte, este eje corta la región al oeste de Maracaibo, la cual también fue afectada, así como el mismo Maracaibo y la región entre esta y Perijá, donde el hato Campo Eres fué parcialmente destruido. Hacia el sur, el eje cruza Arauca, la cual también experimento sacudimiento fuerte.

De acuerdo con esto, el epicentro del terremoto se situó en una línea que corta la cordillera en dirección NNO a SSE, desde la cual el movimiento se extendió hacia el sur oeste hacia Bogotá (y quizás más al sur) hacia el noreste hasta Boca de Dragos. Si fue así, la dirección del sacudimiento al oeste de Tovar debió ser hacia el suroeste, al este de Lagunillas debió ser hacia el noreste. De hecho, en San Cristóbal, Cúcuta, Bucaramanga se sintieron los sacudimientos desde el noreste; de la región al este solo tengo el testimonio del Sr. Ludwig desde la serranía del interior, al sureste de Caracas, quien sintió tres sacudimientos en dirección de la cordillera, a las 10 horas 30 minutos de la noche. (según carta privada desde Aragüita del 6 de mayo 1894).

Se puede, por lo tanto, concluir que el terremoto se propago a lo largo de una faja desde Arauca, pasando por Mucuchachí y Santa Cruz de Tovar, hacia la región entre Maracaibo y Perijá, o sea a lo largo de una línea orientada hacia el norte-noroeste.

El origen del terremoto solo puede ser tectónico, debido a relajamiento de tensión. Si se observa el mapa geognóstico de la región afectada por el terremoto, llama la atención que la zona de mayor sacudimiento corta transversalmente todas las formaciones geológicas y grupos de rocas de la cordillera. Por esto, he retornado a mi convicción, después de los informes iniciales de la destrucción de las ciudades de Mérida, Ejido, Lagunillas y Chiguará, que el terremoto fue generado por las tensiones en el límite de las formaciones cretácicas y el eje cristalino central de la cordillera, cuyo límite se orienta casi exactamente a lo largo de esas localidades. En contraste, concluyo que la zona más afectada por el terremoto y que corta la cordillera tiene una relación tectónica distinta con

la cordillera, la cual puede ser invocada para explicar el terremoto. Esta zona se encuentra donde el rumbo del tercio occidental de la cordillera pasa a un rumbo más noreste y este del tercio central (Sievers, *Die Cordillere von Mérida, Wien, 1888*, p. 49). En la desembocadura del Mocoties en el Chama y en sus inmediaciones, está el contacto entre estas dos direcciones, y esto también es válido para la zona al sur de Libertad (Canaguá) y Mucuchachí, donde las cadenas orientadas al NNE de Aricagua son cortadas y comienza una cadena más baja, orientada hacia el sureste, en las cabeceras del Rio Puya. Aquí existen, por lo tanto, dislocaciones y tensiones cuyo relajamiento parecen haber producido el terremoto, y de este límite se propago el movimiento hacia ambos lados, y hacia la región del Lago de Maracaibo. Por estas características, el terremoto venezolano del 28 de abril de 1894 tiene similitudes con terremotos en los Alpes orientales y quizás, en el sentido de Suess (*Das Antlitz der Erde*, I, p. 109) podría pertenecer al tipo de terremoto de "placa" (*Blattbeben*); pues de igual manera a estos, el terremoto muestra un eje de sacudimiento perpendicular al rumbo de la cordillera, al igual que en aquellos, el máximo del sacudimiento se localizó al borde de la cordillera, al norte de Santa Cruz y de La Tala, y asimismo, los movimientos se extendieron al norte y oeste de Maracaibo y al sur hasta Arauca,

Finalmente, debo llamar la atención que este fuerte terremoto tuvo lugar nuevamente al inicio de la época de lluvia, así como los de 1812 y 1875, y que ocurrió en la misma región del terremoto del 3 de febrero de 1610, el primero sobre el cual existen noticias de la cordillera".

#### **Francisco De Paula Álamo y su artículo de prensa de 1894**

Además de la correspondencia publicada por Urbani y Pérez-Marchelli (1998) que abarca los aportes hechos por H. L. Boulton y De Paula Álamo para el conocimiento del terremoto de 1900, era poco conocido un reportaje del segundo grupo de misivas correspondiente al terremoto de 1894.

Es ahora, en los primeros 25 años del siglo XXI que indagando en "redes sociales" en procura de más

correspondencia que complementasen los datos sismo-históricos que los especialistas manejan desde el año 94' nos hemos topado con un artículo de prensa publicado en *El Cojo Ilustrado* y firmado por F. De Paula Álamo en fecha 15 de julio de 1894, año II, número 55. Dicho artículo sería bien especial pues el tono empleado por el autor es el de un periodista y observador, que de por sí lo era, tal como señala su biografía.

No es la información suministrada por un científico como Sievers y mucho menos como el de un historiador local que documenta hechos tal como Tulio Febres-Cordero en el número 1 de su *Archivo de Historia y Variedades* (Laffaille, 2003), en que cataloga en una muy corta reseña del evento en cuestión.

Parte de la obra de este inquieto personaje -Febres-Cordero- la dedicó a la recopilación y estudio de información acerca de los sismos que habían afectado a la región en tiempos históricos. Quizás haya sido el hecho de vivir esa experiencia de un sismo catastrófico, cuando contaba con 33 años, o su inclinación natural hacia el estudio de los hechos históricos lo que motivó a De Paula Álamo a actuar "de reportero" tal como lo hizo.

El tono empleado por F. de P. Álamo conservará una "carga dramática y reflexiva" que buscará captar la experiencia humana del sismo y lo conseguirá sin duda. La oportunidad se la dieron las páginas de *El Cojo Ilustrado* y uno de sus dueños, Manuel María Echezuria Irigoyen cuya condición física disminuía su andar -era cojo- (Garmendia, 1958) y se completaba el nombre del magazine con las imágenes fotográficas que ella mostraba, así su nombre, *El Cojo Ilustrado*.

#### **FRANCISCO DE PAULA ÁLAMO Y EL TERREMOTO EN LA CORDILLERA**

"Un tremendo estremecimiento del suelo, acaba de reducir a escombros muchas poblaciones del Estado Los Andes. Sin duda aparece la Cordillera venezolana terreno abonado para tales catástrofes; poblaciones de consideración, vecindarios y caseríos han sido destruidos por estos movimientos sísmicos en el discurso del presente siglo. Como es natural, al estupor producido por

la noticia del presente infausto suceso, ha sucedido el sentimiento general de conmiseración hacia los hermanos que hoy se encuentran sin pan y sin hogar; el espíritu público se penetra de la desgracia y solicita los medios de allegar recursos a aquellos desamparados. Ya se organizan sociedades y comisiones en este sentido y en breve podremos aliviar un tanto á las víctimas del desastre. Un sentimiento de caridad nos impone el deber de relatar esas desgracias; no ya para que contemplemos nuestra propia ruina, la de comarcas feraces, pobladas y de risueño porvenir, sino para ver de mover la piedad y los sentimientos de filantropía de otros pueblos en favor de aquellos compatriotas desgraciados.

La región de la Cordillera nunca había sido visitada por ningún geólogo, que estudiase la estructura de sus terrenos y su formación, hasta el año de 1885 en que el doctor N. [sic] *Sievers*, joven pero muy competente geógrafo, la recorrió por espacio de un año, haciendo multitud de estudios y observaciones que publicados en una voluminosa obra intitulada "*La Cordillera de Mérida*," le dieron puesto a aquella terra incógnita en los estrados científicos.

Junto con esa obra se publicó el mapa de la Cordillera, desde la frontera colombiana, (antes del Laudo) hasta Caracas, resultado de las mediciones de *Sievers*, teniendo como base el trabajo del Coronel Codazzi. Sin embargo, puede decirse que este mapa es original del autor, pues además de su competencia para estas tareas, disponía de instrumentos precisos que faltaron á Codazzi, y pudo hacer multitud de observaciones geográficas aparte de sus estudios sobre la geognosia de la Cordillera.

Deseando acompañar este escrito con un plano o mapa, que diese idea de la situación de los lugares, distancias, alturas, etc., pensamos en el magnífico mapa del doctor *Sievers*, que tiene por separado las dos regiones principales de la Cordillera: la que corresponde a Mérida y la del Táchira. El señor don Francisco Davegno, que con la misma habilidad que solicita en olvidados libros y archivos

los documentos con que ha de relacionar sus magníficos escritos sobre historia antigua de América, maneja el lápiz y el pincel, ha querido prestarnos su valioso contingente en esta labor y ha hecho un dibujo a la ligera, pero claro y preciso, de aquellas dos secciones del mapa de *Sievers*, con que hoy obsequiamos a los lectores de *El Cojo Ilustrado*.

La ciudad de Mérida, capital del Estado Los Andes, con 28.767 habitantes, según el último censo, esta edificada en una meseta rocallosa, en el valle del río Chama, y no es esta la primera vez que ha sido conmovida por terremotos. El año de 1644 sufrió el primero de que tenemos noticias, causando pocos estragos, por ser aquella una ciudad incipiente todavía; mas el 26 de marzo de 1812, fue casi destruida quedando sepultadas bajo sus escombros multitud de personas. Pero donde indudablemente se han dejado sentir con mas o menos intensidad estos fenómenos es en la región del Táchira.

Una larga lista de pueblos destruidos desde mediados del pasado siglo, puede ofrecerse a la consideración de los que se ocupan en estos asuntos. La Grita, San Cristóbal, San Antonio, Lobatera, El Rosario, Capacho Nuevo, Capacho Viejo, Michelena, Colón, El Río, Ureña, Táriba, Rubio, etc., han sido destruidos, parcial o totalmente en las frecuentes conmociones de aquel suelo. Y otro tanto podemos decir de las poblaciones colombianas que como Cúcuta han sido destruidas dos veces en el mismo lapso de tiempo. El doctor *Sievers* observa que las montañas del lado de Venezuela como de Colombia, caen muy abruptamente hacia la depresión de Cúcuta, y agrega, que es en alto grado probable que el valle de los ríos Táchira y Pamplona-Zulia, deba su origen a un cataclismo tectónico y que exista allí una falla de dimensiones enormes, o replegadura extraordinaria, condiciones ambas que son muy favorables a la frecuencia de los temblores.

A fines del año de 1883, alarmáronse los habitantes del Táchira, creyendo que se iban a repetir los terremotos que más de una vez habían desolado el territorio, pues sintieron muchos temblores y oyeron grandes ruidos

subterráneos. El principio de estos fenómenos coincidió por casualidad con la erupción del Krakatoa, cerca de Java y los habitantes de San Cristóbal quedaron convencidos de que el efecto de dicha erupción, se hubiese hecho sentir a través del globo terrestre, tanto más cuanto que poco más o menos son los antípodas de Krakatoa.

Pero antes de entrar a considerar cuáles sean las causas que motivan estos fenómenos en Venezuela, transcribamos las diversas noticias que sobre el último terremoto se han publicado por la prensa. El día 28 de abril próximo pasado, como entre 10 y <sup>1/2</sup> de la noche se sintió en toda la región de la Cordillera una oscilación fuerte en las Secciones Táchira, Mérida y Trujillo, y menos intensa, pero sí prolongada, en el resto de ella y en la serranía costanera.

Las poblaciones de Chaguará, Lagunillas, Tovar de la Mora, Santa Cruz, Jají, Ejido, Mérida, La Mesa, Pueblo Nuevo, Guaraque, Zea, San Juan, Torondoy, La Punta, Mucurubá, Libertad, Tabay, Bailadores, La Tala, Timotes, quedaron según aquellas noticias, totalmente destruidas las cinco primeras, y las restantes con grandes desperfectos en las casas. Es de notarse que todos los templos sufrieron grandes averías, cayéndose algunos.

En la Sección Táchira sintióse el primer temblor y la serie de temblores que durante varios días se sucedieron, en las poblaciones de San Cristóbal, Rubio, San Antonio, Táriba y en las poblaciones colombianas de Cúcuta, Arboledas, Chinácota, Santander, La Cruz, El Banco, Ocaña, Pamplona, Matanzas y otros pequeños caseríos. Parece comprobado, por la mayor intensidad del choque, que el epicentro de donde partió el movimiento inicial estuvo en Chiguará. Allí, según los informes recibidos, vino a tierra toda la población; se abrieron grietas profundas en una gran extensión y los cerros se derrumbaron; grandes piedras se desprendieron de las cumbres de aquellas escarpadas montañas y con grande estruendo cayeron en los valles; nubes de polvo oscurecían el cielo.

Es igualmente notable lo que se refiere a Lagunillas. A inmediaciones de esa población se encuentra el famoso

depósito de urao, o sea sesquicarbonato de sosa hidratado, cuya explotación es fuente de producción constante para aquella gente, pues es solicitado para mezclarlo con el jugo del tabaco que constituye el chimó de consumo general en todos los pueblos de la Cordillera. Allí se habían notado fenómenos de carácter geológico, según el señor Febres Cordero, y al producirse el terremoto, las aguas salieron de madre e invadieron parte de la población, apareciendo multitud de peces muertos en la superficie, quizá debido á la conmoción.

El ya citado doctor *Sievers* opina que los terremotos de la Cordillera son de la clase de los tectónicos, puesto que no existen allí volcanes, ni pueden admitirse sin pruebas ulteriores; quizás sean ocasionados por la lixiviación de extensos depósitos de sal de yeso. Tampoco puede establecerse como regla que los terremotos se sucedan con más frecuencia y hagan más estragos en poblaciones que están situadas sobre la zona de los esquistos cristalinos ó sea el eje primitivo de la Cordillera, en terrenos cretáceos, o en los de sedimento, puesto que en todos estos terrenos se han dejado sentir los efectos desastrosos en diversas épocas de las conmociones seísmicas.

Es curioso, sin embargo, que la ciudad de Carora nunca haya sentido estas conmociones, a pesar de no distar mucho de otros lugares que, como el Tocuyo, fue destruido en 1870, y Barquisimeto donde con frecuencia se experimentan sacudidas más o menos intensas. Maracaibo, que está, sobre terrenos de sedimento, y de composición detrítica ha sido conmovido por el último terremoto y en lugares cerca del Lago, v. g., La Ceiba y La Ceibita, fue tan intenso y prolongado el movimiento que la gente no podía tenerse en pie.

La duración del temblor, que por sus efectos puede colocarse en la escala máxima de estos fenómenos, fue, según algunos, de sesenta segundos.

En Caracas, según observaciones del señor Buscalioni, director del Observatorio Nacional, fue de 35 segundos. La

dirección en la cual convienen todos es de noreste a sureste, y se calcula en trescientas leguas cuadradas el radio de su acción.

La Sección Trujillo, con la ciudad del mismo nombre y las poblaciones de Carache, Santana y otras, experimentaron fuerte sacudida que agrietó varias casas y destruyó los templos. En el Estado Lara igual suerte tocó a la ciudad del Tocuyo, donde la cúpula de la iglesia que se encontraba abierta por el terremoto de 1870, se cayó y la Casa de Gobierno quedó inhabitable.

Muchos son, sin embargo, los glosadores de semejante catástrofe; así, es necesario no dar crédito a todo lo que se nos diga sin antes haber tenido una narración verídica de lo acontecido ya por personas insospechables, ya por comisionados que al efecto se nombren.

Así mismo debemos poner en cuarentena las noticias que nos da un periódico, *La Libertad*, de lo ocurrido en un lugar llamado Santa María (del Táchira). Refiere que poco antes del temblor se oyó una fortísima detonación o explosión, y después salieron de la tierra penachos de agua como de un metro de altura que inundaron la población. Puede muy bien haber sucedido... pero esperemos la confirmación de este hecho curioso. Digna también de notarse es la circunstancia de que el fenómeno sísmico coincidiera o determinara (¿?) cambios meteorológicos.

Este es un hecho que con frecuencia se ha notado. Así, por ejemplo, después de una larga sequía se han experimentado conmociones del suelo, y viceversa después de copiosas lluvias. En Mérida, después de los temblores y aún durante las trepidaciones de la tierra, cayeron copiosas lluvias. Son estos todos fenómenos que merecen ser tomados en cuenta: y cada vez echamos de menos la falta que hacen los seismómetros y los resultados de una observación regular.

Se ha notado, y este terremoto de Los Andes ha confirmado, que no hay una comunicación efectiva entre

la región andina de la cordillera y la de la costa; que sólo un movimiento azás fuerte y prolongado, ya en una región ya en la otra puede conmoverlas, aunque débilmente, como lo experimentamos en esta ciudad el día 28 de abril. Así parece existir una comunicación subterránea entre los conos volcánicos de las Antillas, y que los movimientos sísmicos que hemos experimentado, en su mayor número parten de aquel centro, producidos bien por la acción de los gases comprimidos o por el trabajo lento de desagregación que ha determinado la separación y hundimiento de la antigua Cordillera, cuyos puntos culminantes sobresalen a manera de islas a distancia de las costas de Venezuela". Caracas: mayo de 1894, *Francisco de P. Álamo*

#### **A TÍTULO DE CONCLUSIÓN: CONTRASTES EN DOS ESTUDIOS DEL SISMO MERIDEÑO**

El analizar el sismo de 1894 a través de las interpretaciones de *Sievers* y De Paula Álamo debe considerarse una suerte de ejercicio para ilustrar las diferencias en la comprensión del riesgo sísmico. En diferentes artículos ya se conoce que *Sievers* no fue testigo presencial del terremoto, pero queda la duda, ¿De Paula Álamo llegó a visitar el área de afectación y recogió toda la *data*?, lo desconocemos aún por la ausencia de un documento que lo constate.

Los enfoques *Sievers-De Paula Álamo* representan visiones opuestas, pero a la vez complementarias. El primero mantendrá el enfoque del científico que determina parámetros básicos, y características de cómo interpretar los fenómenos que acompañaron al evento. Así, en síntesis: éste ubica su epicentro en una zona (...) *angosta que cruza la cordillera de NNO a SSE señalando una direccionalidad hacia la salida vía la depresión del Zulia* (...) considerando también que éste se produjo por *tensión entre unidades rocosas de edad Cretáceo y el basamento de la cordillera* (...), con tiempo de origen (...) *las 10:35', los que variarán según se desplace* (...) *la onda sísmica* de ciudad a ciudad *afectada* en función de la inexistencia para la época de una hora legal en el país. En

tal sentido, *Sievers* valido de información fragmentaria según expone, *(a pesar de ser fragmentarios), permiten determinar el epicentro, el tipo y la extensión del terremoto*. Concluye pues con la dirección de la onda de propagación (...) *a lo largo de una faja desde Arauca, pasando por Mucuchachí y Santa Cruz de Tovar, hacia la región entre Maracaibo y Perijá, o sea a lo largo de una línea orientada hacia el N-NO* (...) calificando al sismo como de origen tectónico.

En el caso de Álamo, su actuación corresponderá a la de un divulgador, más preocupado por el efecto del sismo en la sociedad de la época y su situación postsísmica y su artículo haya sido uno solo presentado en la revista mencionada, lo expuesto por él, nos lo da un ejemplo en la transcripción de un fragmento:

*(...) Como es natural, al estupor producido por la noticia del presente infausto suceso, ha sucedido el sentimiento general de conmiseración hacia los hermanos que hoy se encuentran sin pan y sin hogar; el espíritu público se penetra de la desgracia y solicita los medios de allegar recursos a aquellos desamparados* (...). Por lo pronto hasta donde hemos podido investigar, una búsqueda a fondo en diarios y documentación de la época pudiera hacerse ofreciendo al interesado *data* más amplia de su papel como individuo "enfrentado a la naturaleza".

En lo relativo a la cuantificación de la *amenaza sísmica* *Sievers* se enfocará para "ayudar a definir el sismo como un fenómeno de naturaleza física"; Álamo por su parte, reflexiona sobre el impacto del desastre en la vida de la gente, abordando el pánico, el caos, la respuesta social e incluso la cotidianidad de las personas y la destrucción de lo construido.

En cuanto al riesgo, F. De Paula Álamo se enfocará en la vulnerabilidad como proceso social, intuyendo la idea que el desastre es una consecuencia de la precariedad de las construcciones, del desorden en la planificación urbana y de la falta de preparación de la sociedad.

A diferencia de *Sievers*, para Álamo el desastre no solo es geológico, sino también reflejo de las deficiencias de la sociedad. El contraste principal entre *Sievers* y Álamo bien pudiéramos subdividirlo entre la "causa" y la "narrativa": geología y consecuencia social.

De Paula Álamo interpreta al sismo de 1894 como un evento humano y, una tragedia social que expone las debilidades de la misma y la fragilidad de la vida. Ello son aportes a la historia social y al periodismo.

En conjunto, ambas interpretaciones demuestran que para la "filosofía" completa del riesgo sísmico, se necesitan ambas visiones. La que nos da el qué y el cómo del evento natural y la que nos da el quién y el porqué del desastre humano.

Es así que el riesgo solo se puede comprender plenamente cuando se unen estas dos perspectivas reconociendo que el terremoto es un fenómeno físico, pero el desastre es una construcción social.

Para concluir hemos de toparnos con la "memoria histórica y aprendizaje", El Gran Terremoto de los Andes de 1894 no se ha olvidado; se convirtió en parte de la memoria colectiva de la región andina y los relatos de individuos como Tulio Febres-Cordero son parte de este "patrón", ya que sirven como material de estudio para las nuevas y futuras generaciones a objeto de crear conciencia sobre la amenaza sísmica.

#### **BIBLIOGRAFÍA**

**FEBRES CORDERO, T.** 1931. Cronicón sísmico de los Andes Venezolanos. *Archivo de Historia y Variedades*. Tomo II. (Sur América Ed.) Caracas. 146-151 pp.

**FREITES, Y.** 2002. *Ciencia y Tecnología en Venezuela*. 2002, Enciclopedia Temática, 3 Vols., Editorial Planeta Venezolana, S.A. 2002, pp. 217-239.

**GERSTÄCKER, F.** Viaje por Venezuela en el año 1868. (Ana María Gathmann, traducción), *Facultad de Humanidades y Educación, Departamento de Idiomas Modernos, Universidad Central de Venezuela*, Caracas, 187 pp.

GARMENDIA, H. (1958) *El Cojo Ilustrado*, <https://camaradecaracas.com/la-camara-caracas-y-sus-historias/ocurrio-aqui/el-cojo-ilustrado/>

LAFFAILLE, J. 2003. *Archivo de historia y variedades*. Tomo I. *Revista Geográfica Venezolana*, 44(2): 331-336. (Editores Parra León Hnos.). Edit. Sur América. Caracas, 1931. <[12384-21921924777-1-SM.pdf](https://www.researchgate.net/publication/265074277_Viajeros_alemanes_a_Venezuela_en_el_siglo_XIX_1)>

**LEAL GUZMÁN, A.** 2025. *Fuentes para el estudio de la sismicidad histórica venezolana*. Departamento de Sismología, Fundación Venezolana de investigaciones Sismológicas, FUNVISIS Siglos XVI-XIX, 30 pp. (inédito).

**RODRÍGUEZ, J. A.** 2005. *SIEVERS, Wilhelm Friedrich* (1860-1921). (minibiografía). (resumen sin publicar. 1 pp).

**RODRÍGUEZ, J. A.** 2013. *Viajeros alemanes a Venezuela en el siglo XIX*. [https://www.researchgate.net/publication/265074277\\_Viajeros\\_alemanes\\_a\\_Venezuela\\_en\\_el\\_siglo\\_XIX\\_1](https://www.researchgate.net/publication/265074277_Viajeros_alemanes_a_Venezuela_en_el_siglo_XIX_1)

RODRÍGUEZ ARTEAGA, J. A. 2024. *Geología de Venezuela en treinta y cuatro personajes. I parte*, 64 pp. *Petroleumag*. <https://petroleumag.com/dia-del-geologo-venezolano>

**RÖHL, E.**, 1990. *Historia de las ciencias geográficas de Venezuela, 1498-1948*, Fundación Banco Uniónm 514 pp.

SCHUBERT C. 1994. *Wilhelm Sievers (1885) y el Gran Terremoto de los Andes*, 9 pp. <https://www.calameo.com/books/005166016279d4a08b468> y <[http://www.sismicidad.ciens.ula.ve/cgi-win/be\\_alex.exe?Documento=T021100000988/1&Nombrebd=psh&CodAsocDoc=708&t04=-1&t05=png&Clzq=2&Opc=NoEti;&Cons=FuentesInformacion&Clzq=2&Opc=NoEti;&Cons=FuentesInformacion](http://www.sismicidad.ciens.ula.ve/cgi-win/be_alex.exe?Documento=T021100000988/1&Nombrebd=psh&CodAsocDoc=708&t04=-1&t05=png&Clzq=2&Opc=NoEti;&Cons=FuentesInformacion&Clzq=2&Opc=NoEti;&Cons=FuentesInformacion)>

SIEVERS, W. 1895. *Das Erdbeben in Venezuela am 28. April 1894*. *Mitteilungen der geographische Gesellschanfl* (237-244). Giessen, Alemania. (Carlos Schubert, traductor)

URBANI, F, y PÉREZ MARCHELLI, H. 1998. *Correspondencia entre el Dr. W. Sievers, Francisco de Paula Alamo y Henry L. Boulton. Un aporte al conocimiento del terremoto de Caracas de 1900*, *Revista geográfica venezolana*, 39(1-2):179-187, Mérida.

<sup>1</sup>Al respecto, su publicación “*Viaje por Venezuela en el año de 1868*” fue el resultado de la travesía por algunos lugares del país llevada a cabo por Gerstacker, quien desde la edad de 21 años se dedicó a viajar y escribir acerca de su experiencia como viajante. Tal práctica la inició en 1827, recorriendo varios lugares del mundo (..) Su narrativa se caracterizó por exhibir un estilo basado en la crónica con un tono novelesco. (...) Y la narración sobre el territorio nacional se editaría 100 años después de su visita, en 1968, bajo los auspicios de la Universidad Central de Venezuela y con traducción de Ana Gathmann. Gerstacker visitó La Guaira, Caracas, los Valles de Aragua y los llanos de Apure. Hizo lo mismo por las aguas del Orinoco desde donde alcanzó las tierras de Ciudad Bolívar y desde allí, llegar a Trinidad para luego partir a Europa. (*Detalles en: “Un viajero de Hamburgo por Venezuela”* <https://camaradecaracas.com/la-camara-caracas-y-sus-historias/por-aqui-pasaron/un-viajero-de-hamburgo-por-venezuela/>)

<sup>2</sup>Carlos Schubert para ilustrar el trabajo original de *Wilhelm Sievers* acompaña el informe con una publicación casi idéntica a la empleada en este artículo, impresa en *la Revista Geográfica Venezolana*. Hemos empleado el trabajo conseguido en RRSS; el link es original por cortesía de la profesora emérita Dra. Christl Palme quien trabajase en el Instituto de Geofísica de la Universidad de los Andes que al respecto nos facilitó el trabajo de Schubert (1994) manifestándonos: (...) *se trató de una traducción del artículo de Sievers. Carlos Schubert la presentó en un evento en Mérida que se realizó en el aniversario de 1894, (...) el mismo 28 de abril. Lo sé porque después vino con su esposa* (Erika Wagner, 1937-2023) a Trujillo y allí me entregó esta traducción... Otra reproducción del artículo de Schubert (1994). *Wilhelm Sievers (1885) y el Gran Terremoto de los Andes*, puede consultarse en: <<https://www.calameo.com/books/005166016279d4a08b468>>.



**José Antonio Rodríguez Arteaga** es Ingeniero geólogo, egresado de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Universidad Central de Venezuela, Caracas, con más de 30 años de experiencia. En sus inicios profesionales laboró como geólogo de campo por 5 años consecutivos en prospección de yacimientos minerales no-metálicos de la región Centro-Occidental de Venezuela. Tiene en su haber labores de investigación en Geología de Terremotos y Riesgo Geológico asociado o no a la sismicidad. Es especialista en Sismología Histórica, Historia de la Sismología y Geología venezolanas. Ha recibido entrenamiento profesional en

Metalogenia, Ecuador y Geomática Aplicada a la Zonificación de Riesgos en Colombia. Tiene en su haber como autor y coautor, tres libros dedicados a la catalogación sismológica del siglo XX; a la historia del pensamiento sismológico venezolano y la coordinación de un atlas geológico de la región central del país, preparado junto al Dr. Franco Urbani, profesor por más de 50 años de la Escuela de Geología de la Universidad Central. Actualmente prepara un cuarto texto sobre los estudios de un inquieto naturalista alemán del siglo XIX y sus informes para los terremotos destructores en Venezuela de los años 1812, 1894 y 1900.

[rodriguez.arteaga@gmail.com](mailto:rodriguez.arteaga@gmail.com)

**IMPORTANT CONTRIBUTIONS IN GEOSCIENCES  
PROMISE TO REVOLUTIONIZE O&G&M EXPLORATION. No 3/6.**

**EDINSON ALVAREZ 1,2**

- 1 Exploration Geologist, O&G&M Specialist,  
Researcher of tectonic and structurally complex areas.  
2 Expert in geoscientific solutions through integrated O&G&M studies.



**Complex Source Theory (Edinson Alvarez 2025):** A mechanism used by interdisciplinary groups of specialists in any field of science, where new concepts, new methodologies, new technology, and new knowledge are employed, obtaining new results, in order to resolve complex issues.. (Image Courtesy of Pixabay).

**EAST-P Method-Tool (Processing and Seismic Treatment Edinson Alvarez 2025):** It requires specialized personnel, computer equipment and advanced software.

**Edinson Geochemical Hydrocarbon Family Classification Maps -Tool (Edinson Alvarez 2025):** New classification of hydrocarbon families based on geochemical-isotopic-molecular signatures, migration pattern from source rock, their close relationship with geology, geochemical modeling of generation, expulsion, and hydrocarbon migration routes in a regional context.

**Integrated O&G&M studies - Onshore-Offshore-Tool:** It involves the participation of more than 20 geoscience disciplines, in order to find answers to complex industry problems, with strong positive economic implications.

**INTRODUCTION**

The Sinú San Jacinto SSJ basin and the lower Magdalena Valley Basin, according to C-R Posada Saldarriaga et al. 2024, offer significant hydrocarbon prospectivity potential estimated for VIM at 3.18 tcf for Gas and 0.731 tcf Wet Gas, and a lower value than this range is estimated for SSJJ. According to ANH 2022, the values for Oil are 2,165 and 4,922 Mmboe respectively. Different studies by Explorasur-ANH 2012-2013, among others, report important surface sources of crude oil and gas, in addition to the existence of important O&G fields in the area.

The purpose of this work is to contribute to the knowledge of the Sinú San Jacinto Fold Belt Border Basin, SSJFB. In the onshore Colombian Caribbean. It highlights the different companies, institutions, entities, and individuals that have contributed to the development of knowledge in this Basin, such as the National Hydrocarbons Agency (ANH), the Colombian Geological Service (SGC), the Colombian Institute of Petroleum and Transition Energies (ICPET), and the Colombian Petroleum Company (Ecopetrol), Caldas University, its Institute of Stratigraphic Research IIES, National University of Colombia (UNAL), Industrial University of Santander (UIS), Pedagogical and Technological University of Colombia (UPTC), EAFIT University, among others...

To generate a revolution or a transcendental change in a system, giants must be overthrown. In this case, we will call giants ( Concepts, techniques, technologies, methodologies, procedures, tools, etc.). We take this opportunity to pay tribute to one of the greatest writers of universal literature, Miguel de Cervantes Saavedra (1547-1616), with his masterful work, Don Quixote de la Mancha (1605). The above is intended to introduce the reader with a fun, artistic touch, and then move on to the deeper technical side that interests us. We invite you to look on the bright side of history, which are the contributions of geosciences to our country, Colombia.

**METODOLOGY**

To overcome the structural and stratigraphic obstacles and difficulties posed by the tectonic and structural complexity of the area, the following activities are carried out:

- Compilation of information from oil exploration, geochemical, geophysical, geological, stratigraphic, tectonic-structural, petroleum systems, and other studies in the study area.
- As part of the author's independent professional activity, several integrated studies have been conducted to address the issue of tectonic structural complexity of the study area and its implications for oil and gas exploration and production in Colombia, and in this case the Sinú San Jacinto Fold Belt (SSJFB) frontier basin, reaching important conclusions. This work has also been extended to other oil and mining basins in the country.

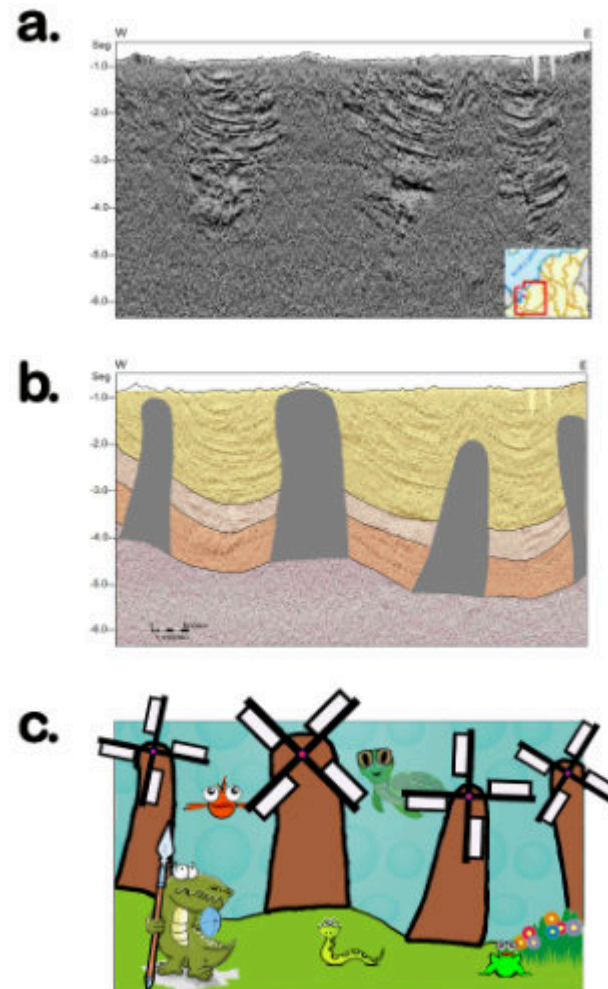
**RESULTS**

1. **The Mud Diapirs and Mud Volcanoes of the Colombian Onshore Caribbean:**

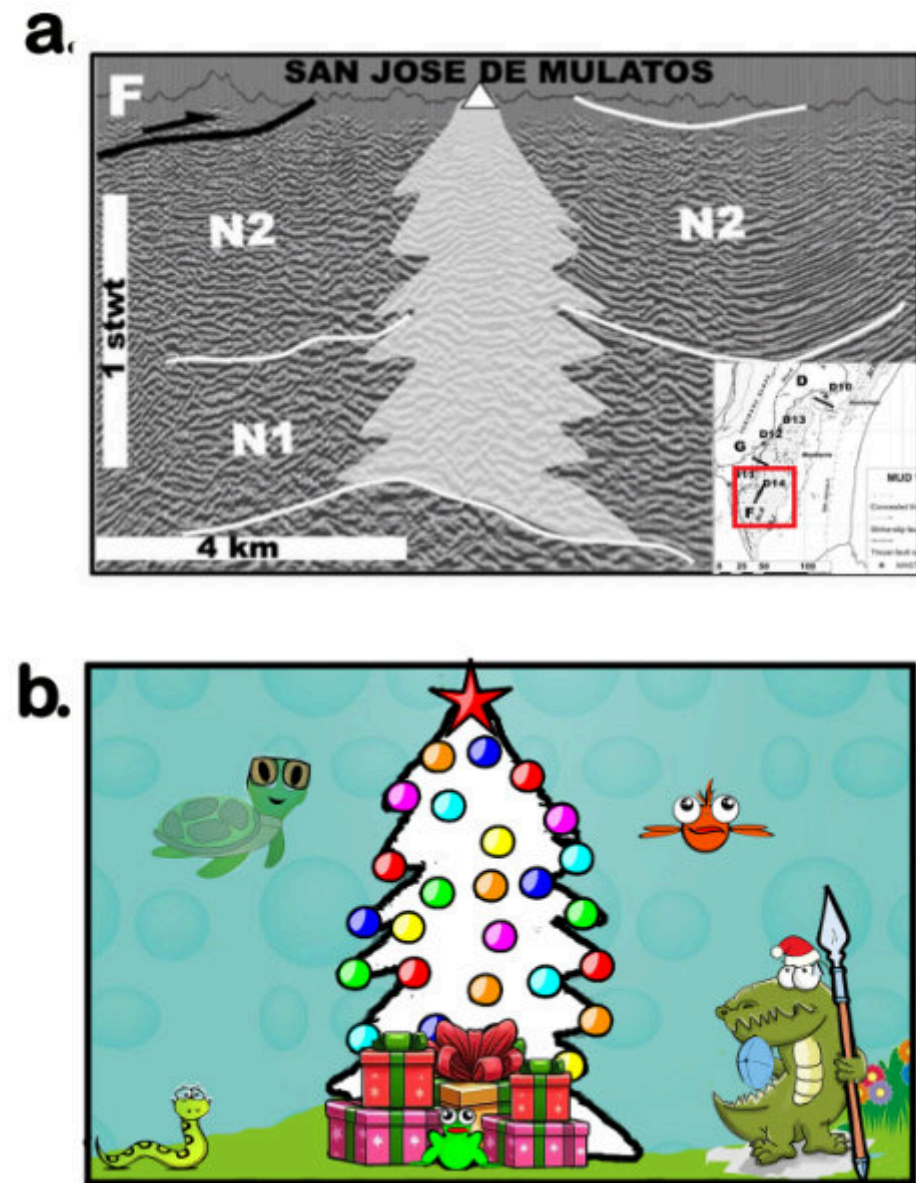
In reports submitted to Ecopetrol during the years 2022-2023-2024, it was noted that, through the studies conducted by the Author, the quality of seismic images in areas of tectonic-structural complexity in Colombia was 35-40%. And how the **EAST-P Method (Processing and Seismic Treatment Edinson Alvarez 2025)** overcame this problem.

It was also reported that some methodologies sacrificed the structural aspect, imposing the stratigraphic aesthetic aspect, thereby seriously affecting the exploration-production results.

The above gains significance when it comes to demolishing the first giant in this chapter: the onshore mud diapirs in the Colombian Caribbean. In 2021, the ANH and the Colombian Geological Service-SGC presented their work on mud diapirs in the Sinú San Jacinto Basin, and the ICP- Ecopetrol did the same. Figures 1 and 2.

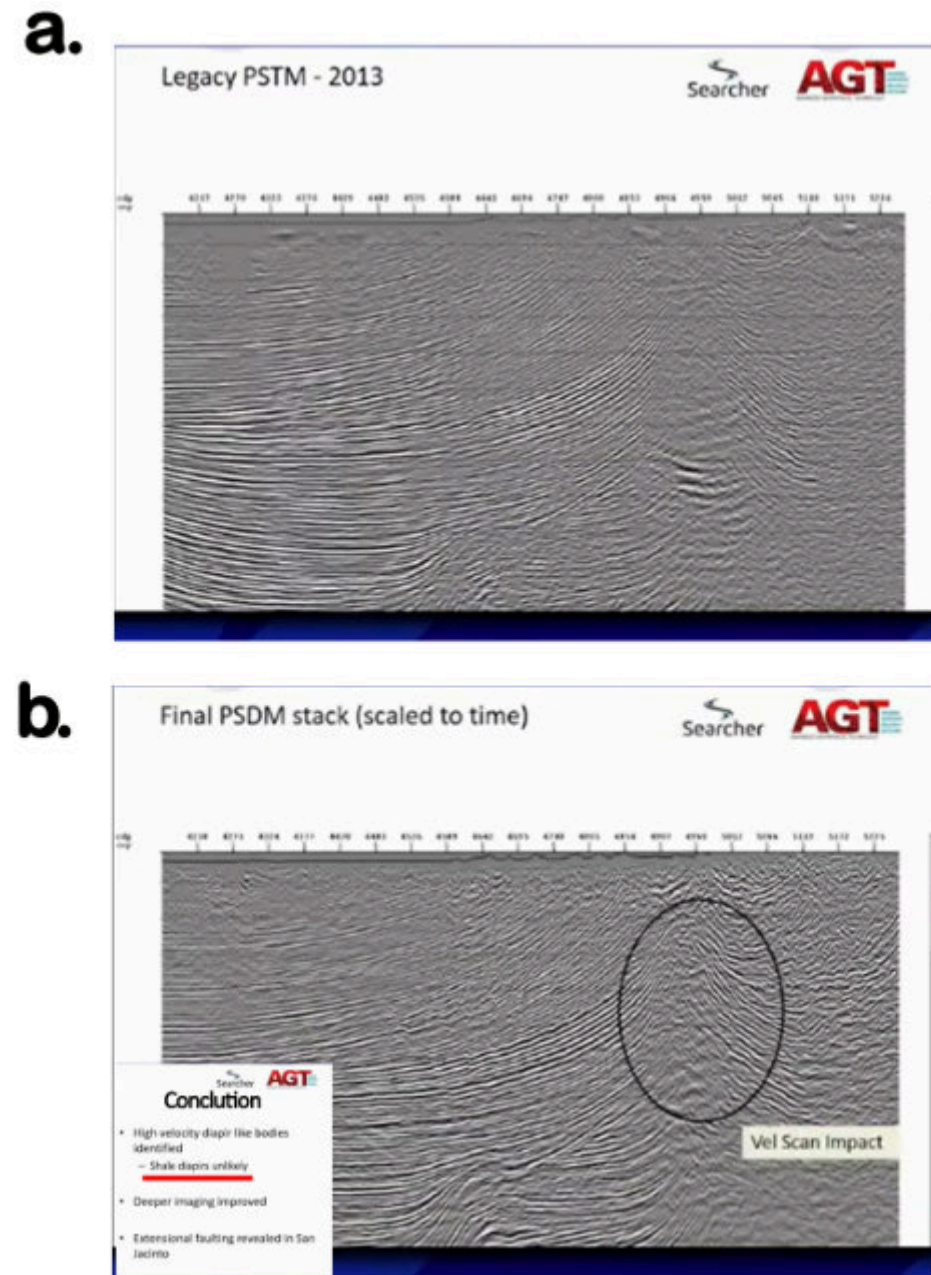


**Figure 1.** a. Seismic line of the Sinú San Jacinto Fold Belt sector, southern sector ANH-SGC-2021. Uninterpreted b. Interpretation of the seismic line of the Sinú San Jacinto Fold Belt , southern sector ANH-SGC-2021. c. Quixotic version in honor of Miguel de Cervantes S. (Diagram integrated with images from different authors - courtesy of Pixabay.com).



**Figure 2.** a. Interpretation of the seismic line of the Sinú San Jacinto Fold Belt, south sector. ICP-ECOPETROL 2022. b. Quixotic version in honor of Miguel de Cervantes S. (Diagram integrated with images from different authors - courtesy of Pixabay.com).

The truth is that the bodies called mud diapirs do not exist in the form expressed in the interpretation (Figures 1b, 2a), **Important highlights of this valuable work include the establishment of the detachment depths for each of the mud volcanoes and the geochemical analysis.** Mud volcanoes do exist, and the mechanism that feeds them is through the main faults and the fracture system, through which waters enriched with mud, minerals, hydrocarbons, etc., rise to the surface, completing the hydrologic-hydrogeologic-geothermal cycle. Supported by the following evidence (Figure 3):



**Figure 3. a.** Legacy seismic image 2013 without location in the Sinú San Jacinto Fold belt basin by Searcher-AGT 2024. **b.** Reprocessed seismic image 2022, published 2024, without location in the Sinú San Jacinto Fold belt basin by Searcher -AGT 2024. Conclusions of the reprocessing work says Mud diapirs unlikely.

Conclusion that agrees with what was mentioned in the reports sent to the Ecopetrol company (2022-23-24), as mentioned above, in relation to the CST's EAST-P Method. In addition, in 2013, Halliburton interpreted seismic lines in the southern sector of the Sinú San Jacinto Fold Belt Basin, nor did it report mud bodies or mud diapirs. (See Figures 5e, 8e). As concluded by Searcher -AGT 2024.

## 2. Integrated Studies for O&GM Exploration and Production.

With the giant mud diapirs demolished, we'll move on to the topic at hand. **Where is the Sinu San Jacinto Basin's oil and gas? Why are they afraid of the Sinu San Jacinto Basin? (Figure 4).**



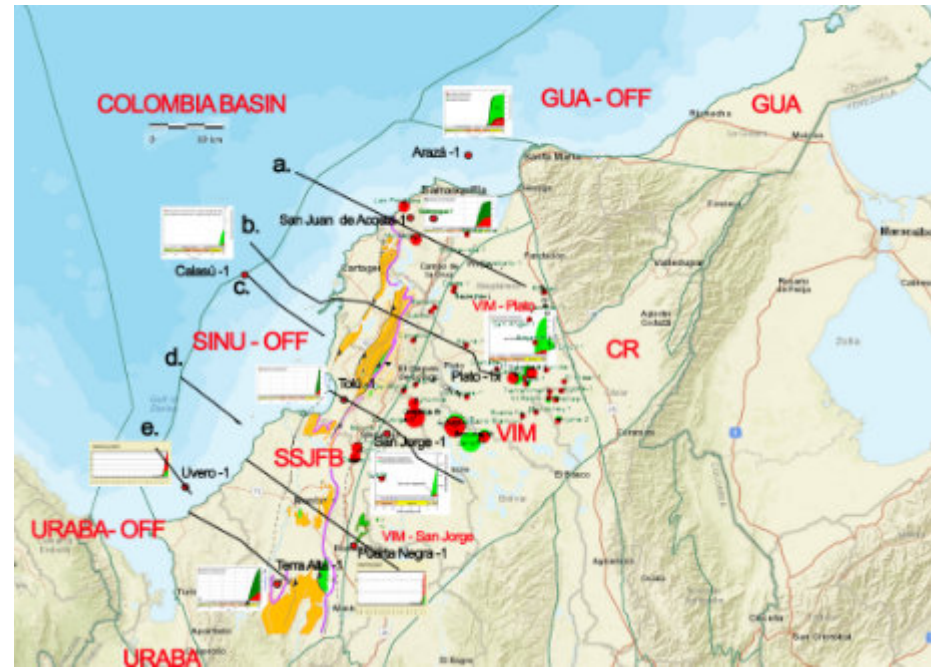
**Figure 4.** Oil companies abandoned the Sinú San Jacinto Round. El Tiempo newspaper published on November 8, 2018.

To address this issue, we'll turn to the various integrated charts. Figures 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11.

Figure 5 shows the location of the seismic lines used in this work, in order to show the regional trend of hydrocarbon flow towards the Sinú San Jacinto Fold Belt-SSJFB basin (See Figure 8). It also locates some wells around and within the basin, with its oil and gas expulsion calculation graph, showing how the entire area potentially presents hydrocarbon source or producing rocks. As well as the oil and gas fields, and some wells with manifestations.

Figure 6 shows the hydrocarbon generation kitchen in and around the Sinú San Jacinto Fold Belt (SSJFB) basin. Migration routes are shown in plan view. Note how the surrounding kitchen area is almost three times the size of the kitchen present within the basin, with the positive implications this represents, as we will see later.

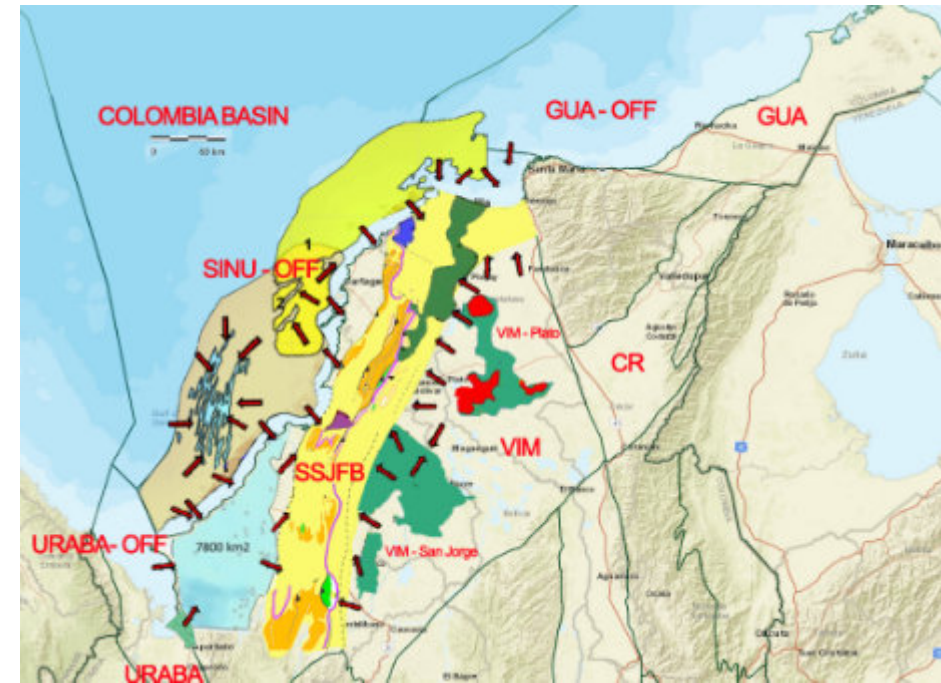
Figure 7 shows the generation and trapping modeling, as well as the hydrocarbon migration routes for the Sinú San Jacinto Fold Belt-SSJFB basin and surrounding basins (The layer lying on the basement top was used and in other cases the Oligocene-Miocene layer, which varies in age depending on its presence in the basin, integrating it for the visual effect of the general regional migration).



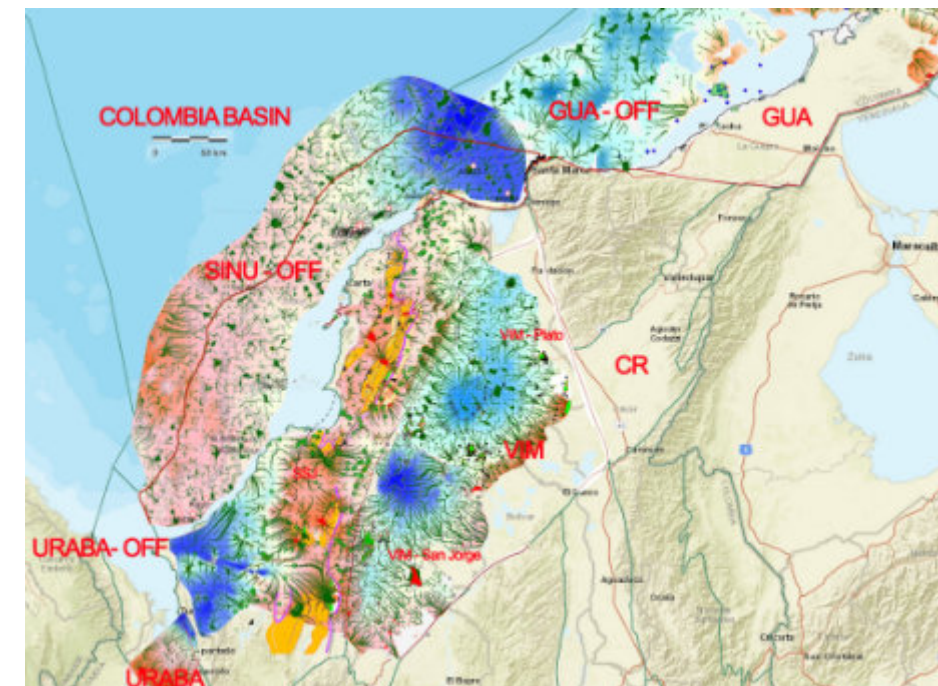
**Figure 5.** Location of seismic lines from north to south in the Sinú San Jacinto Fold Belt (SSJFB) Basin. Location of wells and graph of oil and gas ejections surrounding the SSJFB Basin. O&G Fields ( Base Map ANH 2025, Mora–Bohórquez, J.A et. al 2025,2020,2017, Flinch, J., 2003 , ANH-Schlumberger 2013, ANH-Halliburton, 2013a,b, ANH-Meridian-Pangea 2013, IIES-ANH 2020 a,b, Neil Hodgson, Karyna Rodriguez and Andres Mesa. 2023)

Figure 8 Shows the regional dip and depth trend of the layers in the seismic profile as possible hydrocarbon migration routes towards the Sinú San Jacinto Fold Belt- SSJFB basin, in the topographically highest part of the basin. It is observed that for images c. d. e. (Offshore Part), it shows a regional pattern of faults dipping towards the east. However, it is clarified in this report that according to the complex source theory SCT, it is necessary to record or map both the antithetic faults that dip in the opposite direction, as well as a set of faults detected by the EAST-P method of the SCT, which dip towards the west, therefore with these sets of missing faults to be recorded in these areas we have hydrocarbon migration both to the west and to the east in the direction of the Sinú San Jacinto Fold Belt- SSJFB basin, as indicated in the graphs. **Demolishing this Second Giant, from the missing set of faults to be interpreted.**

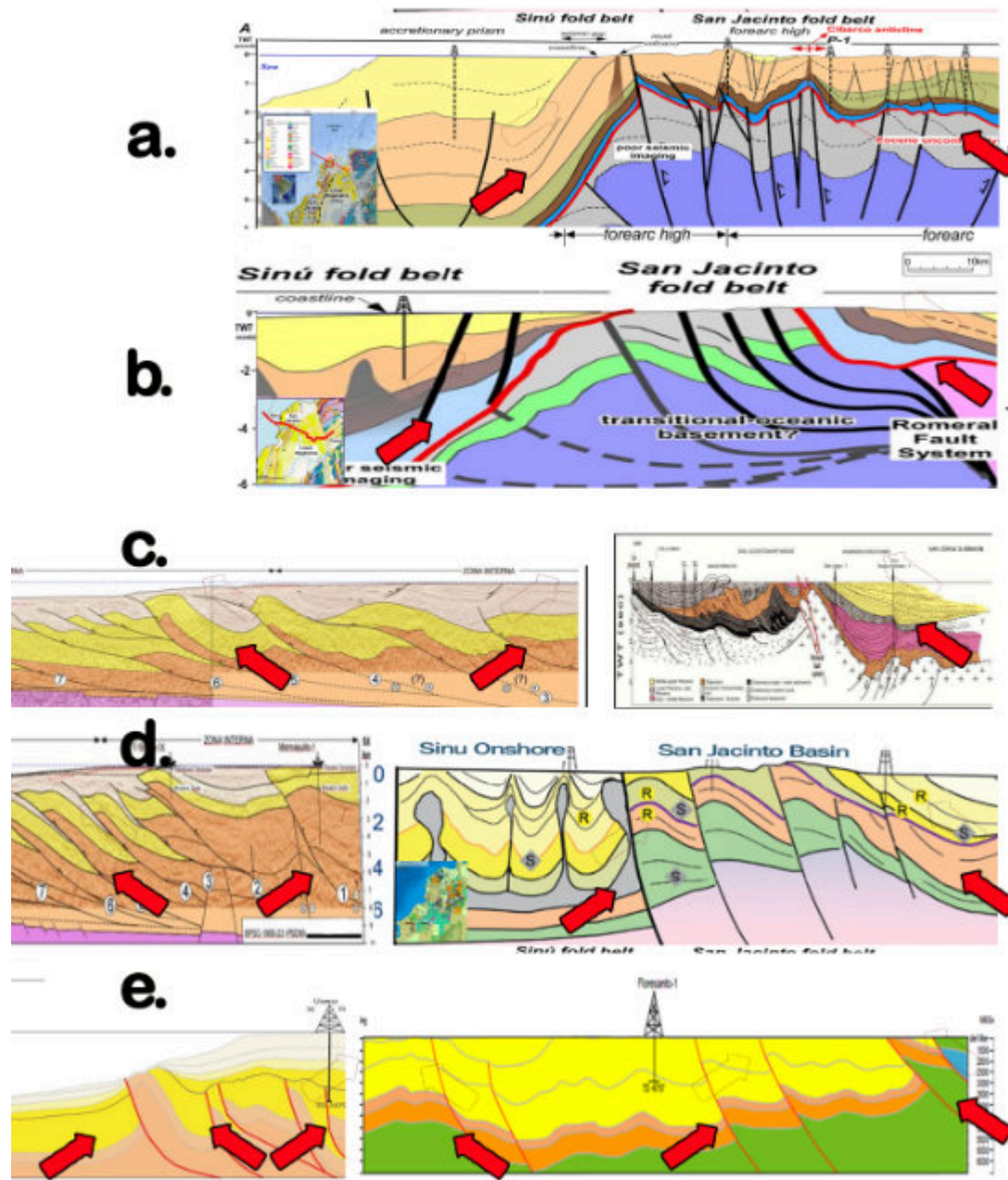
Figure 9 shows a new hydrocarbon family classification for the Sinú San Jacinto Fold Belt-SSJFB basin, called the **Edinson Geochemical Hydrocarbon Family Classification Maps**, which integrates the relationship between traditional geochemical-isotopic-molecular classification analyses with geology, generation kitchens, generation modeling, and hydrocarbon migration pathways, with 10 hydrocarbon subfamilies, distributed in four large groups. Traditional interpretation models typically yield or result in the presence of two or three hydrocarbon families. (See Figure 9 a and b.)



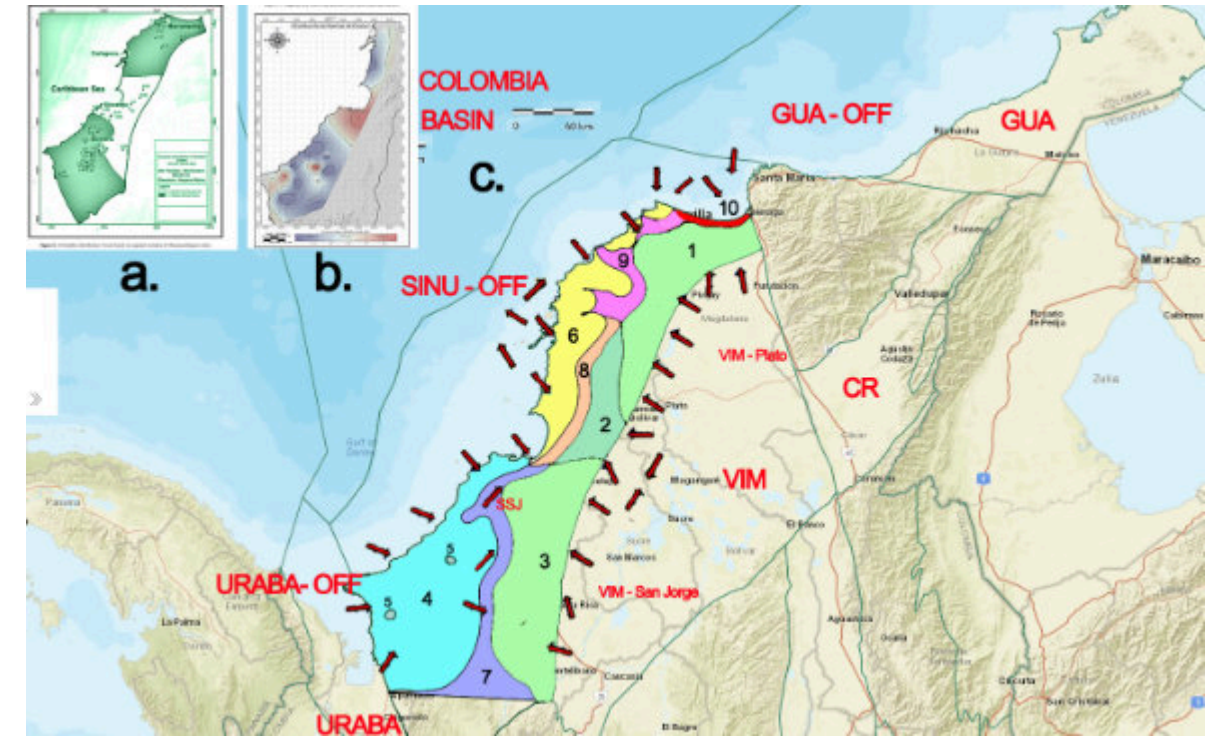
**Figure 6.** Hydrocarbon Generation kitchen in and around the Sinú San Jacinto Fold Belt Basin -SSJFB. ( Base Map ANH 2025, Mora–Bohórquez, J.A et. al 2025, 2020, 2017, Flinch, J., 2003 , ANH-Schlumberger 2013, ANH-Halliburton, 2013a,b, IIES-ANH 2020 a,b, Neil Hodgson, Karyna Rodriguez, Andres Mesa. 2023)



**Figure 7.** Modeling of hydrocarbon generation, migration, and accumulation in and around the Sinú San Jacinto Fold Belt basin -SSJFB. ( Base Map ANH 2025, Mora–Bohórquez, J.A et. al 2025, 2020, 2017, Flinch, J., 2003 , ANH-Schlumberger 2013, ANH-Halliburton, 2013a,b, IIES-ANH 2020 a,b, Neil Hodgson, Karyna Rodriguez, Andres Mesa. 2023)



**Figure 8.** Seismic lines **a. b. c. d. e**, (location **Figure 1**), showing the regional hydrocarbon migration trend, correlatable with **Figure 6**. For the Sinú San Jacinto Fold Belt-SSJFB basin. Modified from ( Mora-Bohórquez, J.A et. al 2025, 2020, 2017, Flinch, J., 2003 , ANH-Schlumberger 2013, ANH-Halliburton, 2013a,b, IIES-ANH 2020 a,b, Neil Hodgson, Karyna,Rodriguez, Andres Mesa. 2023)



**Figure 9.** **a.** Modified from Jose Osorno , Antonio Rangel.2015.ANH-Halliburton, Hydrocarbon family map (Two Families). **b.** Julián L. Mesa R, Silvia C. Pico R. 2017, UIS-Frontera Energy. Hydrocarbon family map (Two-three Families). **c.** Edinson Geochemical Hydrocarbon Family Classification Maps, with 10 hydrocarbon subfamilies, distributed in four large groups. To compare with figure 6,7.

This Edinson geochemical hydrocarbon family classification map offers the following classification:

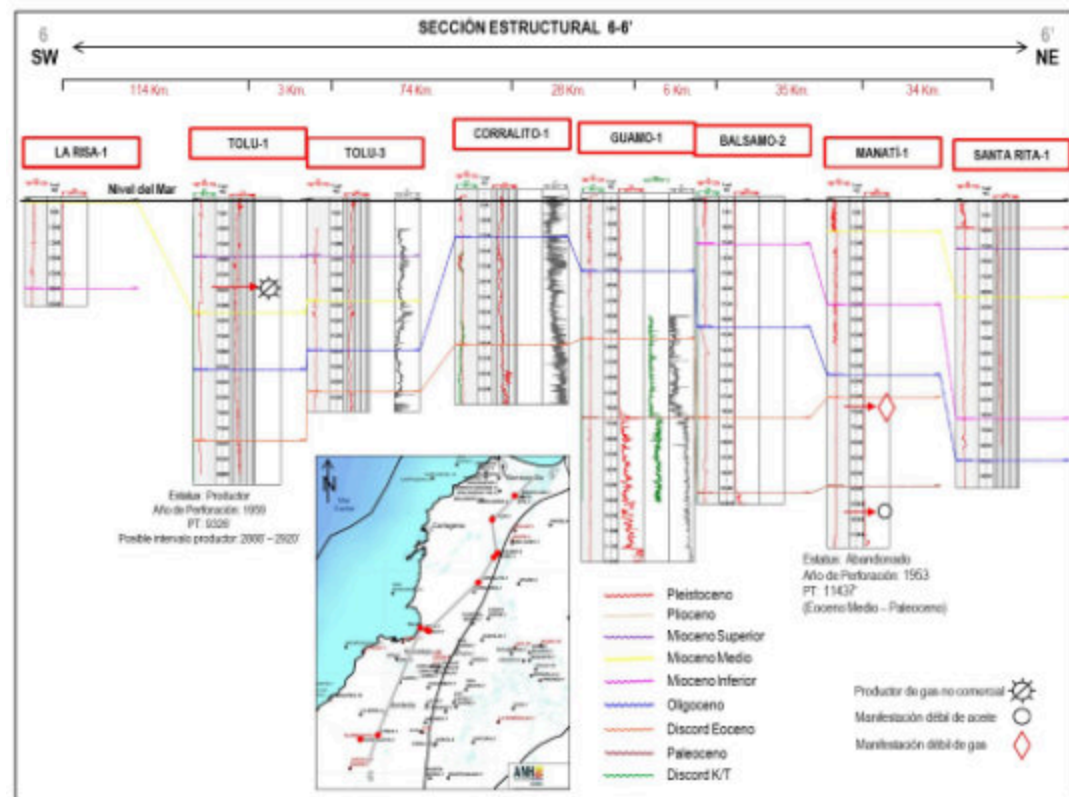
- Group A: 1-VIM Plato, 2- VIM Plato-VIM San Jorge Mix, 3- VIM San Jorge
- Group B: 4-Sinú Sur, 5- Sinu Sur-Sinú Offshore-Urabá? Mix
- Group C: 6- Sinú Offshore
- Group D: 7- VIM San Jorge-Sinú Sur Mix
  - 8- VIM Plato-VIM San Jorge-Sinú Offshore Mix
  - 9- VIM Plato-Sinú Offshore Mix
  - 10- VIM Plato-Sinú Offshore-Guajira Offshore Mix

While ANH-Halliburton 2013 and Julián L. Mesa R, Silvia C. Pico R. 2017. UIS-FRONTERA ENERGY. They offer a traditional hydrocarbon classification of two or three families. (See **Figure 9 a.b.**), which is very good for the reference parameter used. However, the data obtained is simple and basic. **While the Edinson geochemical map of hydrocarbon family classification offers a greater scope, and can be used as a tool to assist in the interpretation of exploration and drilling targets in the basin.** (It is clarified that this last classification map was generated from the very important free data provided by the research work of (Julián L. Mesa R, Silvia C. Pico R. 2017, UIS-FRONTERA ENERGY.)

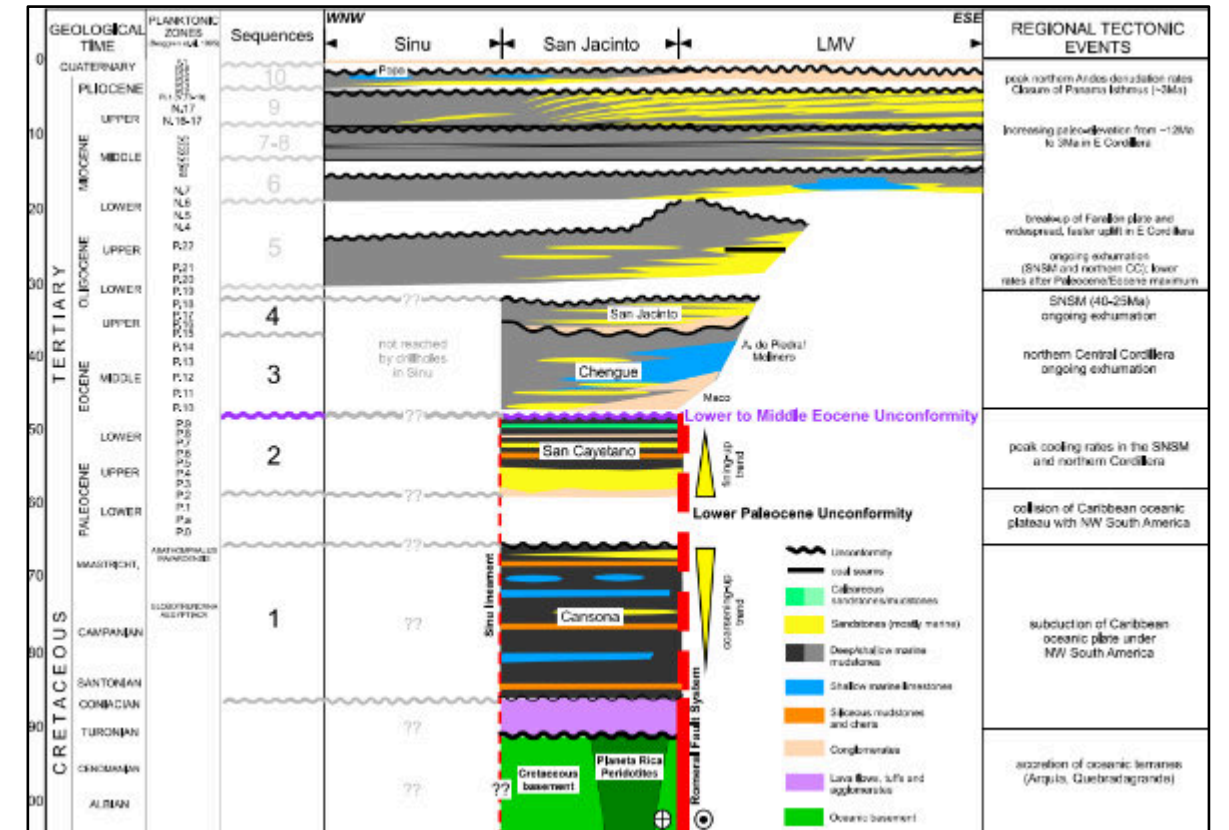
It should be noted that map **figure 9**, in its northern Barranquilla-Bullerengue sector, was designed based on indirect data. (Therefore, upon entering this data, there is likely to be a change in the sector - a small strip to the north.) Likewise, the mixing corridor can be modulated (expanded) according to the client's requirements, based on the different results of the geochemical-isotopic-molecular data.

The interesting and important aspect of this new classification methodology (at least not recorded in the studies analyzed for Colombia) is that it fits very well with geology, generation kitchens, generation-expulsion modeling, and hydrocarbon migration routes. **This helps validate the results, thereby overthrowing the third giant of traditional hydrocarbon family classification. It is also one of the few cases worldwide where the geochemical footprint or trace of the hydrocarbon can be clearly seen, related to geology, kitchens, geochemical modeling of generation and expulsion, and hydrocarbon migration routes.**

Figure 10 shows a stratigraphic correlation of wells in a south-north location within the Sinú San Jacinto Fold Belt (SSJFB) basin. Taken from ANH-Halliburton 2013. The main idea of the graph is to observe that the vast majority of wells drill up to the Eocene unconformity, and very few have drilled into the Paleocene-Cretaceous sequence (see Figures 10 and 11).



**Figure 10.** Stratigraphic correlation of South-North wells in the Sinú San Jacinto Fold Belt basin SSJFB, taken from ANH-Halliburton 2013.



**Figure 11.** Stratigraphic Column of the Sinú-San Jacinto Basins-Lower Magdalena Valley. Modified from A. Mora et al 2017.

As mentioned above, the stratigraphic sequence below the Eocene (Figure 11) is virtually unexplored. There, we can find the following Petroleum Systems, proposed from the analysis of this study.

1. Oceanic Basement – Cansona (?): Fractured basement reservoir rock, source rock-seal of the Cansona Formation. (Pre-Cretaceous-Cretaceous)
2. Intra-Cansona (?): Turbidite reservoir rock, sandy channel deposits, slope deposits, and some intra-Cansona calcareous-limestone levels. Source rock-seal of the Cansona Formation. (Cretaceous)
3. Cansona-Lower San Cayetano(?): Reservoir rock, sandy platform deposits, and conglomerates of the San Cayetano Formation. Source rock-seal of the Cansona-San Cayetano Formation. (Cretaceous-Paleocene)
4. Upper San Cayetano-Maco-Chengue (?): Reservoir rock, sandy platform deposits, conglomerates, and calcareous sands of the upper San Cayetano Formation, sandy deposits, and conglomerates of Maco Formation, Source rock-seal of the San Cayetano-Chengue Formation. (Paleocene-Eocene).

Most of these have been described by ( ANH-kuenka 2015, Mora-Bohórquez, J.A et. al 2025, 2020-2017, Flinch, J., 2003 ,ANH-Schlumberger 2013, ANH-Halliburton, 2013a,b, IIES-ANH 2020 a,b,).

## DISCUSSION

The Sinú San Jacinto Fold Belt Basin presents great potential for the storage and production of Hydrocarbons (Oil and gas), however to date only one producing field has been discovered and developed (Bullerengue wells field), which represents approximately 1% of gas production nationwide. **According to a 2020 ANH-Universidad de Caldas study, prospective resources are estimated at around 4,922 MMboe.** Despite this, and with more than 100 years of history, with approximately 292 wells drilled to date (por BIP banco de información petrolera, 2025), in a Basin of 39,476 km<sup>2</sup>, it indicates that we have 1 well for every 135 km<sup>2</sup>, which means that there is much left to do and many exploratory opportunities to be realized.

Thanks to the studies carried out by the companies and institutions mentioned in the introduction, together with the advances, developments and studies carried out by the author, it has been possible to demolish several Giants (theories, concepts, methodologies, procedures, techniques), which, without malicious intent, but rather due to a lack of technology and/or related issues, have been an obstacle or a disincentive to the oil development of the Basin.

Despite the progress in different science areas, even as of the date of this 2025 report, Hocol (a subsidiary of Ecopetrol) continues to face several uncertainties regarding the petroleum system, including the structural and stratigraphic complexity, the low resolution of seismic images, and a lack of understanding of some related issues. ( **Josue Alejandro Mora-Bohorquez, Federico Moreno, Mauricio Ibanez, Luis Santamaría, Rigo Ramírez, Jhan Carlos Barbosa, Juan Diego Gongora, Daniel Sierra, Gabriel Veloza. 2025. Dating the Chengue/Arroyo de Piedra formation of the northern San Jacinto foldbelt: Results of the application of in situ U-Pb carbonate geochronology in NW Colombia. 19 p. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2025.105355>**)

The integration of knowledge developed through Complex Source Theory (SCT) and its various advanced tools allows us to shed light and answer all the questions that have troubled geoscientists and oil explorers for over a hundred years on issues related to the exploration-drilling-production cycle in the Sinú San Jacinto Fold Belt (SSJFB) basin. Figures 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11. (The same treatment has been applied to all other oil and mining basins in Colombia, Foothill, Llanos, VMM, VSM, PUT, CAT, CR, GUA OFF, SINU OFF, COL OFF.)

The interpretation of the graphs in plan and seismic profile, show how the Sinú San Jacinto Fold Belt SSJFB basin, enjoys a privileged position, both geographically and topographically, being the cusp or high part topographically speaking, where the regional flows or regional migration of hydrocarbons from the surrounding basins are directed, with the following approximate participations in the contribution area (Figures 5,6,7,8,9):

1. Lower Magdalena Valley Basin. 50% (Plato and San Jorge sub-basin)
2. Uraba-Uraba Basin Offshore. 30-40%
3. Sinú Basin Offshore. 35-45%
4. Guajira Basin Offshore. 5-10%

These flows, confirmed through thermodynamic and geochemical modeling of hydrocarbon generation and expulsion, migration routes, and hydrocarbon entrapment, are integrated at

the regional level (Figures 6 and 7). This is confirmed by Edinson's geochemical maps (Figure 9) and by the regional migration trend in seismic profiles (Figures 5 and 8).

**It is worth highlighting the Edinson's geochemical maps (Figure 9) that this is one of the few results worldwide where the chemical-isotopic-molecular signature of hydrocarbons demonstrates the migration trail from the source and its close relationship with the geology and geochemical modeling of generation, expulsion, and migration routes.** This demonstrates the influx of hydrocarbon resources from outside the basin. This is a difficult case to record in other environments, where the complexity of the hydrocarbon mixture and the tectonic, structural, and stratigraphic complexity of the area prevent this geochemical signature from being clearly visualized, as is the case in this study. **A global case.**

**The above clearly indicates that the prospective resources for the SSJFB basin may be two to three times greater than the significant prospective resources indicated by the ANH-Universidad de Caldas 2020 study, on the order of 4,922 MMboe (depending on the efficiency of the system).** This study was local, limited only to the Sinú San Jacinto Fold Belt Basin. This report complements this information and clearly demonstrates the influx of hydrocarbon resources from the various surrounding basins.

Based on the above, **where is the Basin's oil and gas? Why did the oil companies withdraw from the 2018 Sinú San Jacinto round? Why do J. A. Mora-Bohorquez et al., 2025, and the geoscientific team from Hocol (a subsidiary of Ecopetrol) say they have serious unanswered questions about the Basin's petroleum system?**

The answer becomes logical, simple, and valuable in light of Complex Source Theory (CST) and its advanced tools, as you will see in the concluding section of this study.

A more detailed analysis and solution to problems of high structural and stratigraphic complexity can be consulted with the author of this article.

## CONCLUSION

Complex Source Theory (SCT) and its advanced tools demonstrate their value in this report, contributing to the knowledge and understanding of the Sinú-San Jacinto Fold Belt, located on the Colombian Caribbean Onshore, and contributing to the country's geoscientific knowledge and development. **This will serve to ensure the nation's energy, economic, and social sustainability.**

We have proven, through the reports and studies submitted to Ecopetrol in 2022-23-24, how the SCT's postulates have been corroborated and proven over time, revealing its predictive power. And in this article, **in honor of Miguel de Cervantes Saavedra and his work, we verify the demolition of several Giants for the area** (We will call Giants: Concepts, techniques, technologies, methodologies, procedures, tools, etc.).

1. **Giant Mud Diapirs:** The East-P method has shown that they do not exist in the shape and size as indicated by the ANH-SGC 2021 and ICP-ECOPETROL 2022 studies, corroborated by the Searcher-AGT 2024 presentation, and ANH-Halliburton 2013 presentation. (Figures 3b and 8e of this report).
2. **Giant set of faults not recorded or mapped in seismic interpretations:** A set of unrecorded west-dipping faults in the offshore images in Figure 8 are the antithetic faults (supported by laboratory-structural rule tests), and a set of independent west-dipping unrecorded faults (found by the SCT East-P method). These are important because they help direct hydrocarbon migration toward the Sinú San Jacinto Fold Belt.
3. **Giant Traditional hydrocarbon family classification:** Geochemical studies of hydrocarbon family classification are traditional and indicate the existence of two or three hydrocarbon families in the Sinú San Jacinto Fold Belt Basin. This becomes a simple and basic reference. In this study, we present a new method of hydrocarbon family classification: The Edinson Geochemical Map of Hydrocarbon Family Classification offers a broader scope and can be used as a tool to assist in the interpretation of exploration and drilling targets. 10 subfamilies are obtained within four hydrocarbon families or groups of families. (Figure 9).
4. **Giant Prospective Resources:** These flows, verified through thermodynamic and geochemical modeling of hydrocarbon generation and expulsion, migration routes, and hydrocarbon entrapment, integrated at the regional level (Figures 6 and 7), are reconfirmed through Edinson geochemical maps (Figure 9) and the regional migration trend in seismic profiles (Figures 5 and 8).

**This clearly indicates that the prospective resources for the SSJFB basin could be two to three times greater (9,844 to 14,766 MMboe, depending on the efficiency of migration).** complementing the good news reported by the ANH-Universidad de Caldas 2020 and ANH 2022, where prospective resources are estimated at around 4,922 MMboe.

5. **Giant Where the Hydrocarbon Is in the SSJFB Basin:** The entire analysis indicates that the hydrocarbon is encapsulated and/or stored in the four petroleum systems and plays located below the Eocene unconformity (Figure 11).

**As mentioned above, the stratigraphic sequence below the Eocene (Figure 11) is virtually unexplored. This coincides with what was proposed by ANH-KUENKA (2015) on this topic.**

**Durante más de 100 años, la exploración en estas cuencas se ha concentrado en un sistema de trampas-reservorios post-Eoceno, sin embargo la evidencia geológica y los datos geoquímicos sugieren que existen grandes posibilidades de encontrar reservas importantes asociadas a sistemas pre-Eoceno, los cuales están prácticamente inexplorados en la cuenca.**

In addition to the above, there are other petroleum systems, plays and areas of significant interest yet to be explored, which can be discussed with the author of this article. Considering the tectonic-stratigraphic and structural complexity, this indicates that other petroleum systems and plays may have fed these last four mentioned.

6. **El Coco Giant - The Tectonic-Structural and Stratigraphic Complexity reported by Mora-Bohórquez, J.A et. al. 2025 and the Geoscientific team of Hocol (a subsidiary of Ecopetrol):**

The entire analysis indicates the presence and existence of active petroleum systems in the SSJFB Basin. However, if we look at Figure 7, we can see that almost all of the hydrocarbon prospects or accumulation zones proposed by the geochemical modeling of hydrocarbon generation, expulsion, and migration in the Sinú San Jacinto Basin, conducted by the ANH-Universidad de Caldas 2020, have already been drilled, resulting in dry or non-commercial production, with a few still to be drilled.

**So, once again, we ask ourselves, ¿Where is the hydrocarbon oil and gas in the Sinú San Jacinto Basin?"**

The good news is that Complex Source Theory (SCT) and its advanced tools provide solutions for areas of tectonic, structural, and stratigraphic complexity, as noted in article number two in this series.

The Good News is that by applying the SCT EAST-P method, it is possible to answer most of the uncertainties and questions raised by Hocol 2025 Geoscientist team (Ecopetrol Subsidiary), by improving the quality of the seismic image, achieving a detailed tectonic-structural-stratigraphic interpretation (With a large quantity, orientation and arrangement of faults and geological structures, consistent with the faults mapped on the surface, which shows a complex character of the area, as has been stated. An important aspect totally absent in the interpretations made in previous years Figures 1a, b, c, d, e, f. g.), data that allow to define how the petroleum system is functioning, finding different types of structural, stratigraphic, mixed traps, as well as different amplitude anomalies that include Bright Spots, gas chimneys, and migration routes consistent with fluid accumulation and amplitude anomalies reported in the ANH report 2022. We have also managed to identify several prospects of varying size, some of them kilometers long and very thick. **If confirmed through drilling, these prospects would significantly contribute to the country's energy**

sustainability and development. We could be talking about the largest O&G discovery not only in the Sinú San Jacinto Basin in the Colombian Caribbean onshore, but also nationally, meeting all the requirements for it...

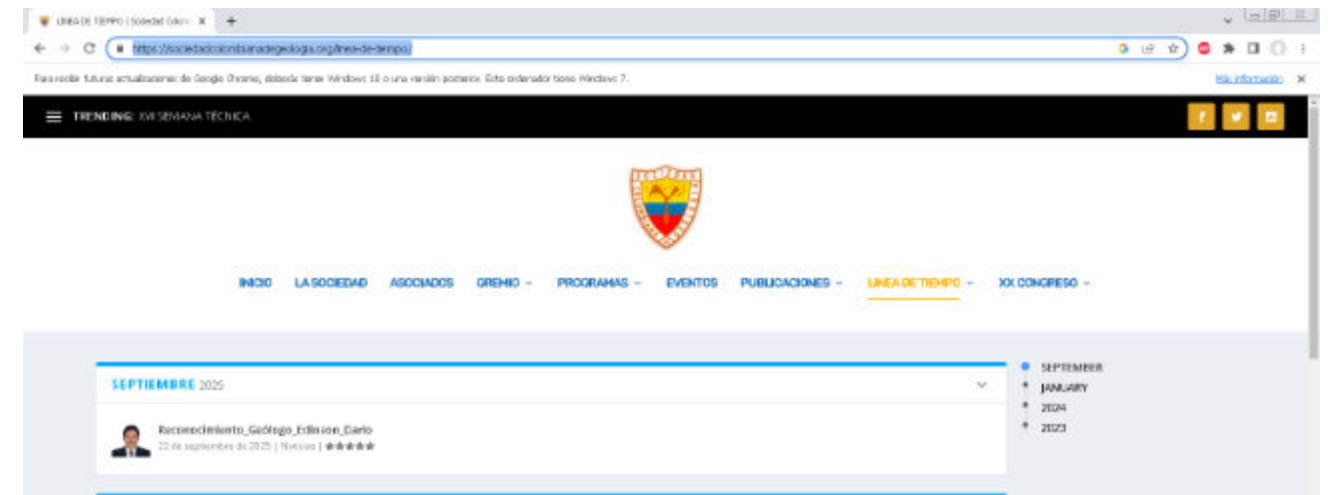
This methodology also applies to complex areas such as salt belts (pre-salt), the Gulf of Mexico, Gulf of America, Brazilian coast, African coast, the Mediterranean, the Alaska-Canada coast, Rocky Mountain ranges and foothills, Andes, Atlas, Himalayas, the Arabian Peninsula, among others, as well as to areas of low or minimal tectonic structural complexity. Also the increased production in complex fields, reconfirming and refining the geological and geomechanical models of fields that present this problem of double and even triple interpretations and models.

**The SCT's EAST-P method was proposed to Ecopetrol in April 2024, for a value comparable to the transactions of large technology companies. This value logically exceeds the company's economic and financial capabilities, for this reason we invite to @Pötus, Forbes List and Giants Companies to participate in this development.**

The technical support has deserved him recognition for his contributions to geoscientific knowledge of Colombia by important personalities and entities. ( Article number one-Maya journal of geosciences September edition 2025, pag. 154, Art-1/6 ), <https://revistamaya.com/wp-content/uploads/2025/08/Revista-Maya-Geociencias-Septiembre-2025.pdf>.

Article number two-(Pp-37-47):<https://revistamaya.com/wp-content/uploads/2025/09/Revista-Maya-Geociencias-EDICION-ESPECIAL-XXV-2025.pdf>.

The prestigious **Colombian Geological Society (SCG)** has joined in disseminating the recognition and results of the research work through publication on its website. Link:[https://sociedadcolombianadegeologia.org/reconocimiento\\_edinson\\_dario/](https://sociedadcolombianadegeologia.org/reconocimiento_edinson_dario/)



**Note 1:** This article commends the work of Searcher-AGT 2024, a company dedicated to finding solutions for improving seismic imaging, while clarifying that your purpose is not advertise. Public images have only been used to highlight their important results. This is to point out that if you look closely at the images (Figure 3 a and b), you can see the structure faintly in Figure a, which is subsequently enhanced in the image in b. It should be noted that although the results are very good, they are not comparable with the results obtained using the SCT's East-P method for complex areas. (Clarification only with interest and technical vision).

**Note 2:** An internet search was conducted on the proposed topic (**Edinson Geochemical Hydrocarbon Family Classification Maps** ), but nothing similar was found. However, if any author can confirm that they have previously submitted a similar proposal that meets the indicators and/or requirements stipulated on page 1 of this article, we will recognize and accept the name and/or designation given to the methodology by that author.

**REFERENCES**

- Alejandro Mora-Hocol-Charla Youtube 2021, Formación y evolución del Valle Inferior del Magdalena y cuencas adyacentes. <https://www.youtube.com/watch?v=CN-Yb5epF9Y>
- ANH 2022. Assessment of Gas Prospectivity in Onshore Basins.-47 p. [https://www.anh.gov.co/documents/3693/Gas\\_prospectivity\\_in\\_onshore\\_basins\\_with\\_hyd\\_production\\_V1.pdf](https://www.anh.gov.co/documents/3693/Gas_prospectivity_in_onshore_basins_with_hyd_production_V1.pdf)
- ANH-Antek S.A, 2014. Identificación, inventario, muestreo y caracterización química de los rezumaderos de hidrocarburos del país. Contrato 163 de 2012 realizado por Antek S.A. para la ANH. Colombia. <https://experience.arcgis.com/experience/b4cebb9e9f8743e5b0d75264121d93bc/>
- ANH 2022. Areas Advertisement Areas Advertisement. Repelón 2d Seismic Survey. 21 P. [https://www.anh.gov.co/documents/14084/REPELON\\_V2.pdf](https://www.anh.gov.co/documents/14084/REPELON_V2.pdf)
- ANH-Halliburton, 2013a. Evaluación y detención de los sistemas petrolíferos de las cuencas Sinú-San Jacinto, Sinú-San Jacinto offshore y Valle Inferior del Magdalena, a través de recopilación, integración e interpretación de la información geológica y datos geoquímicos existentes en el EPIS de dichas provincias geológicas, en aras de realizar la evaluación de riesgo por carga y preservación (biodegradación) de hidrocarburos en función de los intervalos de roca litoestratigráficas existentes. <https://experience.arcgis.com/experience/b4cebb9e9f8743e5b0d75264121d93bc/>
- ANH-Halliburton, 2013b. Servicio de análisis de la calidad de la imagen de las líneas sísmicas, reprocesamiento, interpretación sísmo-estratigráfica y estructural de las secuencias del Cretácico, Paleógeno y Neógeno en la cuenca Sinú-San Jacinto. <https://experience.arcgis.com/experience/b4cebb9e9f8743e5b0d75264121d93bc/>
- ANH-Kuenka 2015. Yet to find Cuencas Colombianas. 641 p. <https://experience.arcgis.com/experience/b4cebb9e9f8743e5b0d75264121d93bc/>
- ANH-Meridian-Pangea 2013. Análisis De La Calidad De La Imagen De Las Líneas Sísmicas, Reprocesamiento, Interpretación Sísmo-Estratigráfica Y Estructural De La Secuencia Mesozoica – Cenozoica De La Cuenca Del Valle Inferior Del Magdalena, Sector Norte. 408 p. <https://experience.arcgis.com/experience/b4cebb9e9f8743e5b0d75264121d93bc/>
- ANH-Schlumberger 2013. Análisis De La Calidad De La Imagen De Las Líneas Sísmicas, Reprocesamiento, Interpretación Sísmo-Estratigráfica Y Estructural De La Secuencia Mesozoica-Cenozoica De La Cuenca Del Valle Inferior Del Magdalena Sur 201d. 178 p. Flinch 2003 color. <https://experience.arcgis.com/experience/b4cebb9e9f8743e5b0d75264121d93bc/>
- ANH-SGC 2021. Informe De Interpretación Sísmica Cuencas Del Valle Inferior Del Magdalena Y Sinú -San Jacinto. Convenio Interadministrativo No. 002 De 2021 (Sgc) / No. 191 De (Anh), Suscrito Entre El Servicio Geológico Colombiano Y La Agencia Nacional De Hidrocarburos . 45 p. <https://experience.arcgis.com/experience/b4cebb9e9f8743e5b0d75264121d93bc/>
- Bernal-Olaya, Rocio, Paul Mann, and Alejandro Escalona, 2015, Cenozoic Tectonostratigraphic Evolution of the Lower Magdalena Basin, Colombia: An Example of an Under- to Overfilled Forearc Basin, AAPG Memoir 108, 53 p. [https://www.academia.edu/104512523/Cenozoic\\_tectonostratigraphic\\_evolution\\_of\\_the\\_lower\\_magdalena\\_basin\\_colombia\\_an\\_example\\_of\\_an\\_under\\_to\\_overfilled\\_forearc\\_basin](https://www.academia.edu/104512523/Cenozoic_tectonostratigraphic_evolution_of_the_lower_magdalena_basin_colombia_an_example_of_an_under_to_overfilled_forearc_basin)
- B&G UNIÓN TEMPORAL- ANH 2006. Cartografía Geológica En Los Cinturones Plegados Sinú-San Jacinto. 69P. [https://www.anh.gov.co/documents/2727/CARTOGRAFIA\\_GEOLOGICA\\_SINU-SAN\\_JACINTO\\_2006.pdf](https://www.anh.gov.co/documents/2727/CARTOGRAFIA_GEOLOGICA_SINU-SAN_JACINTO_2006.pdf)
- C-R. Posada-Saldarriaga, Et al 2024. "Prospective Gas Resources with Emphasis on Wet Gas in Onshore Colombian Basins", Revista Facultad de Ingeniería, vol. 33, no. 69, 19p. [https://www.researchgate.net/publication/392605665\\_Prospective\\_Gas\\_Resources\\_with\\_Emphasis\\_on\\_Wet\\_Gas\\_in\\_Onshore\\_Colombian\\_Basins](https://www.researchgate.net/publication/392605665_Prospective_Gas_Resources_with_Emphasis_on_Wet_Gas_in_Onshore_Colombian_Basins)
- Eafit-ANH-2011. Geology And Hydrocarbon Potential Regional Geology Of Colombia-204p.
- Eduardo Lopez Ramos , Felipe Gonzalez Penagos , Daniel Andrés Rincón Martínez , Nestor Raul Moreno Gomez. ICP-ECOPETROL 2022. Detachment Levels Of Colombian Caribbean Mud Volcanoes. 30 p. CT&F - Ciencia, Tecnología y Futuro Vol 12, Num 2 December 2022. pages 49 – 77 DOI: <https://doi.org/10.29047/01225383.401> <https://ctyf.journal.ecopetrol.com.co/index.php/ctyf/article/view/401>
- Esteban Alfaro , Michael Holz. 2014. Review of the chronostratigraphic charts in the Sinú-San Jacinto basin based on new seismic stratigraphic interpretations. 31p. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2014.09.004>
- Explorasur-ANH 2012-2013. Adquisición, Procesamiento E Interpretación De 308 Km De Líneas Sísmicas 2d En La Cuenca Sinú San Jacinto - Montes De María. 47 P. <https://experience.arcgis.com/experience/b4cebb9e9f8743e5b0d75264121d93bc/>
- Hermann D. Bermúdez et al 2009. Estratigrafía Y Evolución Geológica De La Secuencia sedimentaria Del Cinturón Plegado De San Jacinto. 21p. [https://www.anh.gov.co/documents/2810/Geol\\_Hermann\\_Dario\\_Bermudez\\_PDF.pdf](https://www.anh.gov.co/documents/2810/Geol_Hermann_Dario_Bermudez_PDF.pdf)
- IIES-ANH 2020a. Integración geológica, sistemas petrolíferos y prospectividad de la Cuenca Urabá, Sinú San Jacinto y la Subcuenca San Jorge en el Valle Inferior del Magdalena. 318 p. <https://experience.arcgis.com/experience/b4cebb9e9f8743e5b0d75264121d93bc/>
- IIES-ANH 2020b. Integración geológica, Evaluación de los Sistemas Petrolíferos y prospectividad de las Cuencas Frontera De Colombia: Cuenca Sinu Offshore. 122 p. <https://experience.arcgis.com/experience/b4cebb9e9f8743e5b0d75264121d93bc/>
- IIES-ANH-Colombian Round 2021. Geological Integration, Petroleum Systems And Prospectivity Of Colombia'S Frontier Basins: Lower Magdalena Valley – Plato Sub-Basin. 42p. [https://www.anh.gov.co/documents/1148/2021-05-07-RondaColombia\\_2021-Lower-Magdalena-Valley.pdf](https://www.anh.gov.co/documents/1148/2021-05-07-RondaColombia_2021-Lower-Magdalena-Valley.pdf)
- IIES-ANH-Colombian Round 2021. Geological Integration, Petroleum Systems And Prospectivity Of Colombia ' S Frontier Basins: Sinú San Jacinto And San Jorge (Lower Magdalena Valley). 33p. [https://www.anh.gov.co/documents/1142/23-04-2021\\_Geological\\_Integration\\_SNSJ\\_SJ\\_V5\\_2021.pdf](https://www.anh.gov.co/documents/1142/23-04-2021_Geological_Integration_SNSJ_SJ_V5_2021.pdf)
- Flinch, J., 2003. Structural evolution of the Sinú-lower Magdalena area (Northern Colombia). AAPG Mem. 79, 776 a 796. [https://www.researchgate.net/publication/275211246\\_Structural\\_Evolution\\_of\\_the\\_Sinu-Lower\\_Magdalena\\_Area\\_Northern\\_Colombia](https://www.researchgate.net/publication/275211246_Structural_Evolution_of_the_Sinu-Lower_Magdalena_Area_Northern_Colombia)
- Jaime Checa-ACGGP-Adquisición de datos sísmicos en Colombia. 2022 178p. <https://www.acgpp.org/libros/>
- Jose Osorno ,Antonio Rangel.2015.ANH-Halliburton. Geochemical assessment and petroleum systems in the Sinú-San Jacinto Basin, northwestern Colombia. 15p. [https://www.academia.edu/19772412/Geochemical\\_assessment\\_and\\_petroleum\\_systems\\_in\\_the\\_Sin%C3%BA\\_San\\_Jacinto\\_Basin\\_northwestern\\_Colombia](https://www.academia.edu/19772412/Geochemical_assessment_and_petroleum_systems_in_the_Sin%C3%BA_San_Jacinto_Basin_northwestern_Colombia)
- Juan Pablo Marín et al.2010. Evaluación Geológica Y Prospectividad Sector Sinú – Urabá. 9p. <https://revistas.uis.edu.co/index.php/revistaboletindegeologia/article/view/1013/3712>
- J. Kellogg , E. Toto , J. Ceron. 2005. Structure And Tectonics Of The Sinu-San Jacinto Accretionary Prism In Northern Colombia. X Congreso Colombiano de Geología, Bogota.

- 10p.  
<https://andeangeophysical.com/userfiles/file/Kellogg%20et%20al,%20%20X%20Congreso.pdf>
- Julián Leonardo Mesa Rojas, Silvia Carolina Pico Ríos. 2017. Caracterización geoquímica de muestras de crudo, extractos orgánicos y gases disponibles en la cuenca Sinú – San Jacinto, Colombia. Tesis de Grado. UIS-Frontera Energy. 113 p.  
<https://noesis.uis.edu.co/items/1b90b0a8-19df-4240-80ab-3e5067f16de6>
  - Mapa de tierras ANH 2022-2025. <https://geovisor.anh.gov.co/tierras/>
  - Mario García-González, Rocio Bernal-Olaya, Jorge L. Fuentes-Lorenzo, and Ana M García-Ceballos 2019. Mud Diapirs and Mud Volcanoes Associated with Gas Hydrates System in the Sinu Fold Belt of Colombia, South Western Caribbean and its Significant in the Petroleum System. Search and Discovery Article #80698 (2019) 29.p.  
[https://www.searchanddiscovery.com/pdfz/documents/2019/80698garcia-gonzalez/ndx\\_garcia-gonzalez.pdf.html](https://www.searchanddiscovery.com/pdfz/documents/2019/80698garcia-gonzalez/ndx_garcia-gonzalez.pdf.html)
  - Miryam Caro and Deborah Spratt. 2003. Tectonic Evolution of the San Jacinto Fold Belt, NW Colombia. FOLD-FAULT RESEARCH PROJECT, UNIVERSITY OF CALGARY CSEG RECORDER. FEB 2003 | VOL. 28 NO. 02 | VIEW ISSUE. 12p.  
<https://csegrecorder.com/articles/view/tectonic-evolution-of-the-san-jacinto-fold-belt-nw-colombia>
  - Mora, J. A., Oncken, O., Le Breton, E., Ibáñez-Mejía, M., Faccenna, C., Veloza, G., Mesa, A. (2017). Linking Late Cretaceous to Eocene tectonostratigraphy of the San Jacinto fold belt of NW Colombia with Caribbean Plateau collision and flat subduction. *Tectonics*, 36, 2599–2629. <https://doi.org/10.1002/2017TC004612>  
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2017TC004612>
  - Mora, J. A. 2018 Upper Cretaceous to Recent plate tectonics, basin formation and tectono-stratigraphy of the Lower Magdalena valley and San Jacinto fold belt of Northwestern Colombia: implications for hydrocarbon systems. department of Earth Sciences of the Free University of Berlin. Doctoral Thesis. 216 p. [https://refubium.fu-berlin.de/bitstream/handle/fub188/22195/PhDThesis%20Mora\\_JosueAlejandro\\_June11\\_18%20online.pdf?sequence=1](https://refubium.fu-berlin.de/bitstream/handle/fub188/22195/PhDThesis%20Mora_JosueAlejandro_June11_18%20online.pdf?sequence=1)
  - Mora, J. A., Onno Oncken, Eline Le Breton, Andrés Mora, Gabriel Veloza, Vickye Vélez, Mario de Freitas, 2018. Controls on forearc basin formation and evolution: Insights from Oligocene to Recent tectono-stratigraphy of the Lower Magdalena Valley basin of northwest Colombia. 23 p. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.06.032>  
[https://www.academia.edu/42290634/Controls\\_on\\_forearc\\_basin\\_formation\\_and\\_evolution\\_Insights\\_from\\_Oligocene\\_to\\_Recent\\_tectono\\_stratigraphy\\_of\\_the\\_Lower\\_Magdalena\\_Valley\\_basin\\_of\\_northwest\\_Colombia?sm=b&rhid=34893879895](https://www.academia.edu/42290634/Controls_on_forearc_basin_formation_and_evolution_Insights_from_Oligocene_to_Recent_tectono_stratigraphy_of_the_Lower_Magdalena_Valley_basin_of_northwest_Colombia?sm=b&rhid=34893879895)
  - Mora–Bohórquez, J.A., Oncken, O., Le Breton, E., Ibañez–Mejía, M., Veloza, G., Mora, A., Vélez, V. & De Freitas, M. 2020. Formation and evolution of the Lower Magdalena Valley Basin and San Jacinto fold belt of northwestern Colombia: Insights from Upper Cretaceous to recent tectono–stratigraphy. In: Gómez, J. & Mateus–Zabala, D. (editors), *The Geology of Colombia, Volume 3 Paleogene – Neogene*. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 37, p. 21–66. Bogotá.  
<https://doi.org/10.32685/pub.esp.37.2019.02>  
<https://www2.sgc.gov.co/LibroGeologiaColombia/Paginas/v3ch2.aspx>
  - Mora, J. A., Senior Exploration Geologist MSc. PhD. Hocol S.A. October 8, 2021. Origin, Evolution and Petroleum Systems of the Lower Magdalena and San Jacinto basins of NW Colombia. 59p. [https://www.anh.gov.co/documents/13512/2021.10.08-Origin\\_Evolution\\_PS\\_LMV\\_SJ\\_ANH.pdf](https://www.anh.gov.co/documents/13512/2021.10.08-Origin_Evolution_PS_LMV_SJ_ANH.pdf)
  - Mora, J. A., L. Santamaría, G. Patarroyo, C. Gómez, M. Rueda, R. Ramírez, G. Veloza, M. Ibáñez, M. Cerón. 2021. Reconstruction of the evolution and infill of the Pliocene to early Pleistocene Tubará-Juan de Acosta Syncline, northern San Jacinto fold belt, NW Colombia & implications for hydrocarbons. 35p.  
[https://www.anh.gov.co/documents/16798/Reconstruction\\_Tubara\\_JuanDeAcosta\\_Syncline\\_NWColombia\\_ImplicationsHCs.pdf](https://www.anh.gov.co/documents/16798/Reconstruction_Tubara_JuanDeAcosta_Syncline_NWColombia_ImplicationsHCs.pdf)
  - Mora, J. A., Federico Moreno, Mauricio Ibanez, Luis Santamaría, Rigo Ramírez, Jhan Carlos Barbosa, Juan Diego Gongora, Daniel Sierra, Gabriel Veloza. 2025. Dating the Chengue/Arroyo de Piedra formation of the northern San Jacinto foldbelt: Results of the application of in situ U-Pb carbonate geochronology in NW Colombia. 19 p.  
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2025.105355>,  
<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0895981125000173>
  - Neil Hodgson, Karyna Rodriguez and Andres Mesa. 2023. Revealing new exploration potential onshore Colombia. 7p. Searcher Geodata UK LTD & Rob Yorke, AGT Published at: Geoxpro March 6, 2023. <https://geoexpro.com/revealing-new-exploration-potential-onshore-colombia/>
  - Reyes, H. et al 2004. Tectonoestratigrafía Y Evolución Geológica Del Valle Inferior Del Magdalena. Ecopetrol, Instituto Colombiano del Petróleo. 18p.  
<https://revistas.uis.edu.co/index.php/revistaboletindegeologia/article/view/910>
  - Rossello, E.A.; Osorio, J.A.; López-Isaza, S. (2022). El diapirismo argilocinético del Margen Caribeño Colombiano: una revisión de sus condicionantes sedimentarios aplicados a la exploración de hidrocarburos. *Boletín de Geología*, 44(1), 15-48.  
<https://doi.org/10.18273/revbol.v44n1-2022001>  
<https://revistas.uis.edu.co/index.php/revistaboletindegeologia/article/view/12933>
  - Searcher -AGT 2024. Día técnico aliados ACGGP – Qeye – AGT. Presentación mejoramiento imagen sísmica Cinturon plegado del Sinu san jacinto en el Caribe Colombiano. Video Youtube. <https://www.youtube.com/watch?v=aiXsxVISA9U>
  - SGC 2014. Anexo K Compilación De La Cuenca Sinú – San Jacinto 43p.  
<https://miig.sgc.gov.co/Paginas/Resultados.aspx?k=BusquedaPredefinida=DGBGeolPI10OK>

**God's grace allows us to solve mystery that has lasted more than 60 - 90 years.**

**11 proposed models, fail to answer all the questions that still exist.**



**Complex Source Theory** will generate a revolution, a radical transformation of the mining and energy industry, giving different solutions for increase O&G&M discoveries, reserves and production, in complex and normal areas.

Contact: [edinson.alvarez@gmail.com](mailto:edinson.alvarez@gmail.com)  
O&G and Mining Geoscientist Exploration Specialist

I invite @realDonaldTrump to mediate with the big companies and VIP.

- \* New concepts
- \* Interdisciplinary teams
- \* New Technologies
- \* New methodologies
- \* New science
- \* New Results



[edinson.alvarez@gmail.com](mailto:edinson.alvarez@gmail.com)

Exploration Geologist Specialist - Geophysicist, expert in O-&-G-Mining integrated studies (Colombia, Perú and México), Giving solutions to geoscientific problems, which have been in uncertainty for more than 5 decades. With important + economic implications.

The God's grace guide us to develop the "Complex Source Theory", a new mechanism that allow us increasing traditional O&G&M discoveries, production, reserves, as new energies and CCUS.

Geological mapping, surveys design, acquisition, processor PSTM (Conv-3C-4C-TZ-OBC), geomodeller, seismic interpreter and reservoir characterization (Conventional-and-Unconventional Reservoirs). Stratigraphic sequence, seismic attributes, AVO analysis, fluids substitution, seismic inversion, risk and uncertainty, leads and prospects, reserves.

Discovery of New prospective corridors and O&G prospects, in Foothills, Llanos, Putumayo, VIM, VMM, VSM, COR, CR, CAT, GuajiraOff-Guajira, SSJFB, Sinú-Sinu Off, Cayos basin, Colombia basin.

## Patrimonio Geológico de Cuba: Iniciativa Editorial

La literatura sobre la geología de Cuba, fruto de decenios de investigaciones acerca de la naturaleza geológica de la Isla, constituye hoy un importante volumen de conocimiento científico. Las primeras referencias se encuentran en el Ensayo Político sobre la Isla de Cuba de Alexander von Humboldt, publicado en París en 1827, que incluye numerosas observaciones sobre rocas ígneas y metamórficas, yacimientos minerales, así como trazas de petróleo y sustancias bituminosas en el territorio cubano. Este esfuerzo pionero fue seguido por la publicación del primer mapa geológico de Cuba, realizado por Manuel Fernández de Castro, el cual proporcionó una base cartográfica para estudios posteriores y amplió el conocimiento sobre la distribución de minerales y terrenos. Dicho mapa se convirtió en referencia fundamental para la geología cubana del siglo XIX.

En la actualidad, dos siglos después de la obra de Humboldt, la literatura geológica cubana —publicada y sobre todo inédita— acumula un vasto volumen de conocimiento cuyo valioso acervo ha permanecido, lamentablemente, disperso y poco accesible. Una parte considerable se conserva en informes de escasa difusión, publicaciones difíciles de localizar o ediciones extranjeras hoy agotadas. Esta limitada disponibilidad de las obras más significativas ha provocado la repetición innecesaria de estudios y ha conducido a interpretaciones incompletas, llegando incluso a ignorar aportaciones fundamentales de geólogos cubanos y foráneos que trabajaron intensamente en el territorio nacional durante décadas.

Las nuevas generaciones de geólogos desconocen gran número de los trabajos más importantes del pasado, depositados en centros oficiales, muchos en estado de deterioro, algunos casi ilegibles, a pesar del esfuerzo sostenido por digitalizarlos.

Una de las iniciativas más notables destinadas a poner al alcance del público profesional, y también del aficionado, la literatura geológica de Cuba es la Biblioteca Cubana de Geociencias, cuya página web reúne más de 5,500 artículos, informes y referencias a revistas y libros. No obstante, expertos nacionales señalan que aún faltan entre 8,000 y 9,000 archivos de tesis, informes, artículos y libros que permanecen fuera de esta biblioteca digital. Se requiere, por tanto, un esfuerzo adicional para que la obra de miles de geólogos y geofísicos no se pierda en el fondo de los archivos estatales.

En este contexto, la Revista Maya inaugura una nueva línea editorial dedicada a la recuperación, traducción y difusión de los trabajos clásicos de la geología cubana. Su propósito es poner estos materiales, mediante Ediciones Especiales, al alcance de la comunidad científica, tanto nacional como internacional, rescatándolos del olvido o de las considerables dificultades que implica acceder a ellos. Entre tales materiales figuran documentos fundamentales de la geología cubana, varios de los cuales establecieron los primeros pilares del conocimiento científico del país. De esta manera, se favorece la continuidad del saber y el merecido reconocimiento a quienes contribuyeron a la construcción de la geología en Cuba.

Al recuperar los textos fundacionales, se tiende un puente entre el pasado y el presente, y se sientan las bases para futuros estudios comparativos, en los que la perspectiva histórica puede iluminar problemas actuales de exploración mineral, manejo ambiental y riesgos geológicos. Asimismo, este rescate editorial sitúa a la geología cubana en un marco internacional de patrimonios científicos que deben preservarse como parte esencial de la memoria cultural de los pueblos.

### Índice de la Edición Especial.

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

**2-** Traducido del francés: **Rigassi-Studer, D.**, 1963, *Sur la géologie de la Sierra de Los Organos, Cuba.* *Extrait des Archives des Sciences, Genève, vol 16, fasc 2. pp 339-350, 11 fig., 1 tbl.*

**GEOLOGÍA DE LA PROVINCIA  
DE PINAR DEL RÍO, CUBA**

Por

**L. W. J. VERMUNT**

IMPRESO POR J. VAN BOEKHOVEN – UTRECHT-HOLLAND 1937

**GEOGRAPHISCHE EN GEOLOGISCHE  
MEDEDEELINGEN**

PUBLICATIES UIT HET GEOGRAPHISCHE EN  
UIT HET MINERALOGISCH-GEOLOGISCH  
INSTITUT DER RIJKSUNIVERSITEIT TE  
UTRECHT

PHYSIOGRAPHISCH-GEOLOGISCHE REEKS  
No. 13

DRUKKERIJ J. VAN BOEKHOVEN – UTRECH --- 1937.

## INTRODUCCIÓN.

Una expedición de la Universidad de Utrecht realizó un estudio geológico de diferentes partes de la isla de Cuba durante la primavera y el verano de 1933. Los miembros de esta expedición fueron: el líder Prof. L. M. R. RUTTEN, la Sra. C. J. Rutten-Pekelharing, la Srta. A. Röntgen y los siguientes estudiantes de geología de la Universidad de Utrecht: el Dr. M. G. Rutten, el Sr. H. J. Mac Gillavry, el Dr. A. A. Thiadens y el autor.

Desde el 18 de Mayo hasta el 9 de julio trabajamos en la parte occidental de Cuba, en la provincia de Pinar del Río. Desde los campamentos centrales, instalados en las ciudades de Pinar del Río, San Diego de los Baños y San Cristóbal, los miembros trabajaron en diferentes direcciones, mientras que pequeños grupos compuestos por dos miembros exploraron los alrededores de Matahambre, La Esperanza, Bahía Honda, Cacarajícara (al suroeste de Bahía Honda), Cabañas y Mariel. El intenso tráfico a lo largo de la Carretera Central, la autopista de Cuba que recorre el eje de la isla, nos permitió trabajar incluso a grandes distancias de los campamentos centrales. Todas las notas tomadas y todo el material recolectado por los miembros de la expedición en la provincia de Pinar del Río fueron entregados al autor, quien elaboró los datos en este trabajo.

Para la orientación general en el campo utilizamos mapas militares, amablemente puestos a nuestra disposición por el gobierno cubano. Estos mapas (escala 1:100000) resultaron ser insuficientemente precisos en los detalles, por lo que tuvimos que levantar nuestros propios caminos. Esto se hizo tomando la dirección con una brújula de mano y midiendo las distancias contando nuestros pasos. El mapa construido de esta manera resultó ser más confiable que los mapas militares y suficientemente correctos para esbozar nuestro estudio geológico preliminar. Un estudio geológico detallado sería imposible sin mapas topográficos confiables.

En el laboratorio de Utrecht utilizamos como base para la construcción de nuestro mapa las cartas náuticas de la Armada de los Estados Unidos. Como puntos fijos se tomaron las ciudades de La Coloma en la costa sur, y Santa Lucía, Puerto Esperanza, Verracos, Puerto Blanco, Bahía Honda, Cabañas y Mariel en la costa norte. Como verá el lector, La Coloma no se encuentra en nuestro mapa. Sin embargo, sabíamos, mediante el levantamiento con pasos y brújula, la posición relativa de la ciudad de Pinar del Río con respecto a La Coloma.

Además, tuvimos a nuestra disposición un mapa especial de la Carretera Central. La dirección de la carretera en este mapa especial difería considerablemente de la dirección de esa misma carretera en el mapa militar; por ejemplo, la ciudad de Santa Cruz de los Pinos está situada unos 12 Km. al norte en este último. Pudimos verificar las direcciones de la Carretera Central en varios lugares y, como nuestras observaciones coincidían más o menos con el mapa militar, ignoramos el mapa especial de la autopista.

Entre los puntos fijos copiados de la carta náutica de la Armada de los Estados Unidos, trazamos nuestros propios levantamientos. La corrección necesaria entre La Coloma y Puerto Esperanza consistió en ampliar nuestro levantamiento en un 6 %. Otras correcciones se realizaron con ayuda de los triángulos formados por las carreteras. Varias carreteras fueron levantadas a caballo. La dirección se tomó con brújula de mano, como de costumbre, pero las distancias se estimaron. Esta estimación de distancias demostró requerir gran experiencia, especialmente en los sinuosos caminos montañosos, y se cometieron errores graves. Sin embargo, el levantamiento a caballo fue necesario en aquellas partes de las montañas de los Órganos que estaban prácticamente deshabitadas y donde debían cubrirse grandes distancias en un solo día. Debido a la

falta de fiabilidad de las distancias obtenidas en nuestros levantamientos a caballo, les asignamos solo una importancia secundaria al momento de dibujar nuestro mapa.

Preparamos dos mapas: uno geológico en color y otro en el que se marcan los lugares de hallazgo de fósiles y rocas. Los límites geológicos también están indicados en este último, para facilitar la comparación con el primero.

En todas las carreteras esbozadas en el mapa se realizaron observaciones geológicas, con excepción de la Carretera Central, que solo fue parcialmente levantada. La densidad de la red de nuestras observaciones y los lugares donde la interpretación geológica no está respaldada por observaciones son, por lo tanto, claramente visibles en el mapa.

Varias regiones de la provincia de Pinar del Río no pudieron ser visitadas por falta de tiempo. Una de estas regiones, cuyo reconocimiento es esencial para comprender la geología de Pinar del Río, se encuentra entre las ciudades de San Diego de los Baños y La Mulata. Entre Quiebra-Hacha y Cayajabos dejamos un espacio en blanco en el mapa, ya que se observaron dos mesetas en esta zona desde cierta distancia. La notable diferencia en el aspecto morfológico entre las colinas bajas de las regiones del Cretácico Superior y Terciario Inferior y las mesetas indica la posibilidad de que allí estén expuestas otras formaciones. La región del espacio en blanco en el mapa, al oeste de Cayajabos, parece estar compuesta predominantemente por colinas de piedra caliza del mismo tipo que las que se encuentran más al oeste. Se espera que la región entre Viñales, Matahambre y Sumidero consista en "mogotes" de piedra caliza y rocas de filita/cuarcita.

La región entre Matahambre, Santa Lucía y La Esperanza ha sido marcada en el mapa como formación San Andrés. Dos miembros de nuestra expedición atravesaron esta región, observando en general la presencia de roca filítica cuarcítica, sin haber tenido la oportunidad de levantar adecuadamente el camino.

Como estoy en deuda con muchos, tanto en Cuba como en Holanda, por su ayuda y amabilidad, quisiera expresar aquí mis sinceros agradecimientos. En primer lugar, deseo expresar mi gratitud a los miembros de la expedición:

Al Prof. Dr. L. M. R. Rutten, líder de nuestra expedición, cuya amplia experiencia en trabajo de campo y cuyo apoyo en el tratamiento de los diversos problemas geológicos abordados en este trabajo me han sido de ayuda inestimable.

A la Dra. C. J. Rutten-Pekelharing, cuyas fuerzas de resistencia y alegría durante los viajes frecuentemente largos y arduos nos sirvieron de ejemplo a todos.

A la Srta. A. Röntgen, a quien deseo agradecer por su buena camaradería.

A mis colegas H. J. Mac Gillavry, M. G. Rutten y A. A. Thiadens. El excelente entendimiento mutuo contribuyó en gran medida al éxito de nuestro viaje.

Asimismo, deseo expresar mi agradecimiento a:

Al "Molengraaff Fonds" y la "Bataafsche Petroleum Maatschappij" por su ayuda económica a nuestra expedición.

Al Gobierno cubano y a la Sociedad Geográfica de Cuba, que nos brindaron toda la asistencia posible.

Al ingeniero Félix Malberti, cuya incansable energía estuvo siempre a nuestra disposición.

Al Sr. Poliakoff de la Compañía Shell Mex., cuya valiosa ayuda ha sido muy apreciada.

Al Dr. Tschopp, geólogo de Shell Mex., cuya amabilidad al discutir los problemas geológicos de Cuba no puede ser suficientemente estimada.

Al Prof. Dr. J. I. J. M. Schmutzer por su asistencia en la revisión de las secciones delgadas microscópicas.

Al Prof. Dr. F. Trauth de Viena y al Prof. Dr. E. Jaworski de Bonn, quienes tuvieron la amabilidad de emprender respectivamente el estudio de los *Aptychi* y Ammonites recolectados por nosotros en Cuba.

Al Sr. J. van Soest, quien determinó los Equinidos.

Al Sr. W. J. Howard por la revisión del texto en inglés del manuscrito.

Al Sr. J. van Dijk, del Laboratorio de Utrecht, quien ejecutó con gran precisión los dibujos y microfotografías reproducidos en este trabajo.

Además, quisiera decir que, durante nuestra estancia en Cuba, no encontramos sino la mayor hospitalidad y amabilidad por parte del pueblo cubano, y deseo expresarles mi agradecimiento.

Chapter I:  
**RESUMEN DE LA GEOLOGÍA DE LA  
PROVINCIA PINAR DEL RÍO.**

Las rocas más antiguas expuestas en la provincia de Pinar del Río son areniscas, areniscas cuarcíticas, cuarcitas, pizarras, filitas, pedernales y calizas. A este conjunto de rocas lo denominamos **formación San Andrés**, combinando así la formación Cayetano y la caliza Viñales, ambos nombres introducidos por De Golyer (28). Las calizas son en parte del Jurásico Superior y en parte del Cretácico Inferior; además, consideramos que están intercaladas en la formación de cuarcita-filita. No podemos diferenciar la mayor parte de las calizas en estratos del Jurásico Superior y del Cretácico Inferior, ya que a menudo faltan pruebas paleontológicas. También por esta razón sugerimos un nuevo nombre, incluyendo la formación Cayetano, hasta que un estudio minucioso aporte pruebas que justifiquen una división más detallada. La formación ha sido nombrada en honor al pueblo de San Andrés, situado en el centro de la amplia zona montañosa donde esta formación está expuesta.

La formación San Andrés se puede dividir en dos partes, que se encuentran respectivamente al este y al oeste del pueblo de San Diego de los Baños. En la parte occidental, predominan las rocas cuarcíticas y filíticas (rocas de **facies Cayetano**). Se intercalan pedernales y calizas del Jurásico Superior y del Cretácico Inferior. La parte oriental se compone principalmente de calizas con una menor intercalación de rocas de facies Cayetano. La edad de una parte de las calizas es del Cretácico Inferior debido a los *Aptychi* encontrados en varios lugares. Estas capas son el equivalente de las calizas con *Aptychi* de la provincia de Santa Clara descritas por M. G. Rutten (64). Brown y O'Connell (12) mencionan la aparición de **Amonites** jurásicos en la región oriental, por lo que podrían estar desarrolladas capas más antiguas, por ejemplo del Jurásico Superior.

Tras la sedimentación de los estratos de la formación San Andrés, comienza la actividad volcánica, que da lugar al depósito de la **Serie de Toba**. Estos estratos consisten en porfiritas, diabasas, tobas vítreas, tufitas, brechas de toba, pedernales con **Radiolaria** y calizas de color azul grisáceo bien estratificadas. Estas últimas se desarrollan especialmente en las partes inferiores de la Serie de Toba. La edad de la Serie de Toba es incierta, ya que no se encontraron fósiles en las capas expuestas en la provincia de Pinar del Río. Son **post-Cretácico Inferior**, ya que se encuentran en conformidad sobre las partes más jóvenes de la formación San Andrés, y **pre-Cretácico Superior** (Maastrichtiense de Europa), ya que están cubiertas de forma discordante por las capas de la formación Habana.

La fase orogénica que siguió a la sedimentación de la Serie de Toba plegó la formación San Andrés y la Serie de Toba hasta formar un gran anticlinal. Durante esta orogénesis, se produjeron intrusiones de

harzburgitas, diques gabroides y rocas dioríticas. Las harzburgitas, en la actualidad en su mayor parte serpentinizadas, contienen inclusiones de rocas parcialmente derivadas de la Serie de Toba (porfiritas y diabasas) y rocas de origen desconocido (anfíbolitas, esquistos de actinolita y rocas de hornblenda-plagioclasa).

Después de un período de denudación, la formación Habana se depositó en disconformidad sobre las formaciones más antiguas. Estos estratos del Cretácico Superior (Maastrichtiense de Europa) se caracterizan por la aparición de Rudistas y Orbitoides. La formación Habana se desarrolla en dos facies diferentes: la "facies de Montaña" y la "facies Oriental". La primera está expuesta en las regiones montañosas, la segunda al norte, este y sur de ellas. Las rocas de la facies de Montaña son brechas de caliza de color azul oscuro y areniscas conglomeráticas. Las rocas de la facies Oriental consisten en conglomerados, areniscas calcáreas de color blanco a marrón, margas, cretas y calizas blancas. Estas capas no se pueden distinguir de los estratos del Eoceno Superior y el Oligoceno cuando faltan pruebas paleontológicas.

Una regresión y posiblemente una orogénesis siguieron a la sedimentación de la formación Habana, ya que el Eoceno Inferior no se encuentra desarrollado en Pinar del Río. El Eoceno Superior solo se encuentra en el cinturón de sedimentos más jóvenes alrededor de las regiones montañosas, por lo que asumimos que, después de la deposición del Cretácico Superior, las regiones centrales se elevaron, impidiendo así la penetración de la transgresión del Eoceno Superior.

Las capas del Eoceno Superior y del Oligoceno consisten en calizas blancas, conglomerados, areniscas calcáreas, margas blancas y cretas. Una renovada actividad **orogénica** tuvo lugar después de la deposición de las capas del Oligoceno. Estas fases orogénicas acuñaron la formación Habana de facies de Montaña en las formaciones más antiguas, mientras que la formación Habana de facies Oriental, así como las capas del Eoceno Superior y del Oligoceno, se plegaron fuertemente.

Luego sigue la sedimentación de las capas del Oligomioceno, que consisten en calizas blancas o marrones (equivalentes de las calizas de Güines), que contienen una fauna abundante y constante de **foraminífera**, arenas rojas y arcillas moradas. Las capas del Oligomioceno se encuentran en posición horizontal o con ligeros buzamientos. La última fase orogénica post-Oligomioceno debe haber sido de escasa importancia e incluso localmente ausente, ya que grandes áreas están cubiertas con capas de Oligomioceno en posición horizontal.

Chapter II:  
**ESTRATIGRAFÍA Y PETROGRAFÍA.**

**Formación San Andrés**

La formación San Andrés constituye la mayor parte de las regiones montañosas en la provincia de Pinar del Río. Consiste en filitas, pizarras, cuarcitas, areniscas y mármoles, que fueron denominados la formación Cayetano por de Golyer (28), y en calizas masivas de color azul-grisáceo, anteriormente llamadas las calizas de Viñales, a menudo atravesadas por delgadas vetillas de calcita.

Además, se encuentran calizas de color azul-grisáceo y de estratificación fina. En los lechos de cuarcita y filita, que llamaremos rocas de "facies Cayetano", y en las calizas, encontramos intercalaciones de chert.

Las calizas son una característica típica del paisaje, especialmente en la parte occidental de la Sierra de los Órganos. Forman colinas escarpadas, a menudo aisladas, llamadas "mogotes" en Cuba, entre las cuales encontramos un suelo rojo o rocas de facies Cayetano.

Podemos dividir la región, en la que se encuentra la formación San Andrés, en dos partes claramente diferentes; el límite entre estas partes va desde cerca del pueblo de San Diego de los Baños hacia el norte. Al oeste de este límite encontramos que las rocas de facies Cayetano son las dominantes, los afloramientos de calizas son minoritarios. La parte oriental se compone principalmente de calizas, a menudo bien estratificadas, con intercalaciones ocasionales de rocas cuarcíticas de facies Cayetano.

Este contraste entre la región oriental y occidental es difícil de explicar. Brown y O'Connell (12) sostienen la opinión de que los estratos más antiguos están más desarrollados en la parte occidental, lo que en nuestra opinión puede ser el caso, ya que los fósiles del Jurásico Superior, que a menudo se encuentran en la parte occidental, no fueron hallados por nosotros en la parte oriental. Aparte de la posibilidad de que se encuentren estratos de diferentes edades en las dos regiones, el cambio de facies es también con toda probabilidad de gran importancia. Puede acentuar la diferencia entre las dos regiones. En el área de transición, para nuestro gran pesar, tenemos observaciones insuficientes para ofrecer una solución definitiva a este interesante problema.

Introducimos el nuevo nombre de formación San Andrés, combinando así la formación Cayetano y la formación Viñales.

De Golyer (28) considera que la formación Cayetano se superpone a las calizas de Viñales. Él menciona intercalaciones de caliza en la base de la formación Cayetano. Las colinas de caliza cerca de Sumidero "pueden ser parte de las calizas de Viñales levantadas por una falla, en lugar de ser parte de la formación Cayetano".

Brown y O'Connell (12) consideran que la formación Cayetano yace en discordancia bajo las calizas de Viñales, a las que atribuyen una edad del Jurásico Superior.

Dickerson y Butt (30), en una publicación reciente, aceptan la discordancia entre la formación Cayetano y las calizas de Viñales, pero consideran que los **Ammonites** en los que Brown y O'Connell (12) basaron la edad del Jurásico Superior de las calizas de Viñales, provienen de la formación Cayetano, la cual, por lo tanto, es de edad Jurásico Superior en su opinión.

Las calizas de Viñales y la parte oriental de las montañas de los Órganos se consideran del Cretácico Inferior, debido a los **Ammonites** y **Aptychi** encontrados en La Catalina y en el camino entre San Cristóbal y El Rosario.

En nuestra opinión, las calizas son en parte del Jurásico Superior y en parte del Cretácico Inferior; además, creemos que están intercaladas en la formación de cuarcita-filita (formación Cayetano). Como no podemos diferenciar la mayor parte de las calizas en estratos del Jurásico Superior o del Cretácico Inferior, sugerimos un nuevo nombre para una formación que incluya la formación Cayetano, hasta que un estudio minucioso proporcione pruebas que justifiquen una división más detallada.

#### Formación San Andrés Parte Occidental

Una gran área de rocas cuarcíticas y filíticas se extiende al sur de las colinas de caliza, desde la ciudad de Guane en el oeste hasta San Diego de los Baños en el este. Aunque estos estratos están fuertemente plegados, la estructura de un gran anticlinal es clara. Los flancos norte y sur de este

anticlinal son especialmente evidentes al sureste de Luis Lazo, al noroeste de San Juan y Martínez, en la carretera de la ciudad de Pinar del Río a Sumidero y al sur de San Andrés. En esta zona de rocas de facies Cayetano, encontramos intercalaciones de mármoles y de calizas de color azul grisáceo, al noroeste de la ciudad de Pinar del Río y al norte de Consolación del Sur. En el límite norte de este gran distrito de rocas de facies Cayetano, encontramos los "mogotes" de caliza separados entre sí en algunos casos por amplias franjas de rocas de facies Cayetano y limitados en el norte también por rocas de facies Cayetano.

**Edad de las Colinas de Caliza:** Los "mogotes" consisten en una caliza compacta de color azul grisáceo, a menudo cortada por pequeñas venas de calcita, y esquistos oscuros. Se elevan abruptamente de llanuras niveladas, que en su mayor parte están cubiertas por una tierra roja. Este paisaje de "mogotes" se desarrolla típicamente en las cercanías de Viñales.

En algunos lugares, al pie de estas colinas, encontramos las concreciones de caliza que contienen **Ammonites**, a las que los campesinos llaman "quesos" por su forma. El lugar de hallazgo más conocido de estos "quesos", situado al norte de la ciudad de Viñales en el Puerto Ancón, fue descubierto por el Dr. Carlos de la Torre (76), quien atribuyó una edad jurásica a los **Ammonites** encontrados en ellos. Publicaciones posteriores de Sánchez Roig (67) y Brown y O'Connell (12) corroboraron esta determinación; los **Ammonites** que se encontraron en las concreciones de calizas y esquistos se consideraron procedentes del Oxfordiano.

Brown y O'Connell (12) mencionan dos nuevos lugares de hallazgo de **Ammonites**, a saber, San Vicente y Mina Constancia. En ambas localidades, se considera que los estratos de los que proceden los fósiles son de edad jurásica.

Recogimos **Ammonites**, al sureste de Guane en el lugar V. 585 y en o cerca de la Puerta Ancón. El examen preliminar de este material por Jaworski (aún no publicado) también apunta a una edad del Oxford Superior o del Kimmeridgiano Inferior de los estratos.

Dickerson y Butt (30) mencionan otras localidades donde se encuentran **Ammonites** jurásicos, por ejemplo, en el pie oriental de la Sierra San Carlos, a unos dos km al norte del asentamiento de Punta la Sierra (entre Guane y Sumidero) en el pie sur de la Sierra La Abra (al sur de San Cayetano), y en las cercanías de La Jagua Vieja (sureste de La Esperanza).

Como ya se mencionó, ellos creen que las concreciones se originan de las rocas cuarcíticas y filíticas. Creemos que es altamente improbable que los **Ammonites** se encuentren en las rocas de la facies de Cayetano solo en aquellos lugares donde, en opinión de Dickerson y Butt, las calizas cubren, incluso de forma no conforme, esas rocas. Un segundo y concluyente argumento en contra de la opinión de Dickerson y Butt es el hecho de que, por ejemplo, en el clásico lugar de hallazgo Puerto Ancón, las concreciones con **Ammonites** se encuentran en la ladera de escombros de las colinas de caliza y, además, al norte de una zona de rocas de la formación de La Habana, que se encuentra algo al oeste, que marca el contacto anómalo entre las calizas y las rocas de la facies de Cayetano. Por último, los lechos de la facies de Cayetano no afloran en el lugar de hallazgo de los ammonites en la Puerta Ancón.

En el lugar L. 894, situado al noroeste de San Diego de los Baños y cerca de La Catalina, recogimos **Ammonites** en calizas que se inclinan claramente hacia el norte, intercaladas en rocas de la facies de Cayetano a las que Jaworski atribuye una edad del Tithoniano Superior o, más probablemente, del Valanginiano. Dickerson y Butt mencionan la aparición de **Ammonites** del Cretácico Inferior y **Aptychi** de probablemente la misma localidad.

En resumen, encontramos que las calizas encontradas en la parte occidental de la formación de San Andrés son en parte de edad Oxfordiano-Kimmeridgiano y en parte del Valanginiano, del Cretácico Inferior.

Debido a la complicada estructura tectónica y la escasez de fósiles en las calizas, no intentamos separar las calizas de diferentes edades en el mapa. Además, se bosquejaron de manera aproximada.

Posición de los lechos de caliza (parte occidental): Como ya se mencionó, Brown y O'Connell (12) y Dickerson y Butt (30) consideran que las calizas cubren de forma no conforme las rocas cuarcíticas y filíticas. No estamos de acuerdo con esta opinión. Tenemos evidencia de calizas intercaladas en las rocas de la facies de Cayetano al oeste de San Diego de los Baños en los puntos V. 675 y V. 680. Estas calizas son compactas, de color gris azulado y están cortadas por pequeñas vetas de calcita; no se distinguen de las calizas que se encuentran en Viñales.

Al este de La Palma, en el punto M. 977, encontramos areniscas cuarcíticas con un rumbo de N 110 E, que se inclinan 40 grados al sur. Están cubiertas por calizas de lecho delgado de color gris azulado con un rumbo de N 110 E y que también se inclinan 40 grados al sur. Las calizas están cubiertas de nuevo por areniscas cuarcíticas. En el cercano punto M. 981 encontramos lo mismo. Otros lugares donde se intercalan calizas son al sureste de La Palma en el punto H. 844 y al noreste de Sumidero en el punto L. 808.

Se encontró una intercalación de roca cuarcítica en las colinas de caliza al norte de Sumidero en el punto V. 561. La aparición de un lecho de cuarcita de aproximadamente un metro de espesor en el gran mogote de caliza demuestra que el contraste entre las "calizas y esquistos jurásicos no metamorizados y el esquisto de Cayetano altamente metamorizado", como mencionó Whitney Lewis (44), no es de tanta importancia como él sugirió. En el área de rocas de la facies de Cayetano al oeste de San Vicente, una caliza arenosa de aproximadamente 1 metro de espesor está claramente intercalada en el punto L. 1041. Esta roca contiene fósiles muy mal conservados, que en opinión de Jaworski son con toda probabilidad ostreidos de la edad del Jurásico Medio o Superior. Si esto es cierto, tenemos evidencia de que al menos parte de la formación de cuarcita-filita es de la misma edad que las calizas o ligeramente más antigua.

Así que consideramos la formación cuarcítica y las calizas y los pedernales que ocasionalmente se encuentran como una unidad de deposición, una opinión ya expresada por Metcalf en una discusión escrita con Lewis (44). Debido a la diferencia de material de que se compone la formación de San Andrés, podemos esperar un plegamiento inarmónico que en algunos lugares da fuertemente la impresión de una disconformidad.

Ya mencionamos la gran área cuarcítica al sur de las colinas de caliza y las intercalaciones de tiras más grandes o más pequeñas de lechos cuarcíticos y filíticos en las regiones de mogotes. Un tercer distrito bastante grande de rocas cuarcíticas se encuentra al norte de las colinas de caliza. En esta área se encuentra el pueblo de Cayetano, por el cual De Golyer (28) nombró las rocas cuarcíticas. De Golyer considera que las rocas cuarcíticas son la cubierta cretácica más joven de las calizas jurásicas, formando el núcleo resistente de un anticlinal. Los estratos cuarcíticos del norte y del sur se consideran respectivamente el flanco norte y sur del anticlinal con rumbo este-oeste. Nuestro estudio no apunta a una solución del "problema del Mogote" en esta dirección. En general, encontramos inmersiones al norte en calizas y estratos cuarcíticos desde el núcleo del anticlinal en el distrito cuarcítico del sur hasta las rocas cuarcíticas expuestas cerca de la costa norte de Cuba. Las numerosas inmersiones al sur encontradas en las colinas de caliza al norte del pueblo de Sumidero son una desconcertante excepción.

Desconocidas hasta ahora en esta parte occidental de Pinar del Río, existen numerosos afloramientos de una formación transgresiva de edad del Cretácico Superior; a menudo están

asociados con pequeñas franjas de serpentinas y se encuentran cerca de las grandes colinas de caliza. Estos lechos de La Habana de "facies de Montaña" se describen en la página 25. Estos lechos transgresivos se encuentran en contacto anómalo con las formaciones más antiguas. La serpentina parece haber actuado como un "expediente de deslizamiento" sobre el cual tuvo lugar el cabalgamiento.

El rumbo y el buzamiento no se pueden medir en los lechos del Cretácico Superior brechosos o conglomeráticos, pero su posición al pie de las grandes colinas de caliza en los lechos de la formación de San Andrés, que generalmente se inclinan hacia el norte, apunta a cabalgamientos. Los contactos anómalos no se indicaron como tales en el mapa, porque las pequeñas ocurrencias de las capas del Cretácico Superior, ya exageradas en el mapa, se volverían totalmente invisibles.

En resumen, consideramos que las rocas filíticas cuarcíticas y las calizas pertenecen a un ciclo de sedimentación continuado en el tiempo del Jurásico al Cretácico Inferior. Después de un período de actividad orogénica, seguido de denudación, la transgresión del Cretácico Superior cubrió estas regiones. Durante una orogénesis post-Maastrichtiense, tuvo lugar el cabalgamiento.

**Zona de pedernales:** Se encuentran intercalaciones de pedernal en la zona filítica cuarcítica y en los estratos de caliza. Sin embargo, se encontró una gran área de pedernales entre San Cayetano y La Esperanza. El sendero que va hacia el este desde La Esperanza y luego hacia el sur, también cruza esta zona de pedernales entre los puntos L. 1018 y L. 1020. También se encuentra al sur de Verracos. Los pedernales de lecho delgado, que varían de color amarillo-gris a negro, a menudo contienen *Radiolaria*. Los estratos están fuertemente plegados en detalle. Los consideramos pertenecientes a la formación de San Andrés.

#### Formación San Andrés Parte Oriental

En contraposición a la parte occidental, las calizas dominan en las regiones montañosas al este de San Diego de los Baños. Las rocas de la facies de Cayetano son tan minoritarias, y los afloramientos de tan pequeñas dimensiones, que no las incluimos en el mapa. Sin embargo, cuando se encuentran, las cuarcitas o areniscas cuarcíticas son, en su apariencia general y en secciones delgadas, prácticamente idénticas a las rocas que se encuentran en las partes occidentales. Los estratos consisten además en esquistos negros o violetas, pedernales que a menudo contienen Radiolarios, y areniscas calcáreas. Las calizas son de color azulado-gris claro a oscuro, y en su mayoría de lecho delgado. Son más o menos cristalinas.

El rumbo de los lechos corre en general en dirección este-oeste, inclinándose hacia el norte; en la parte sur del área donde se expone la formación de San Andrés, encontramos buzamientos hacia el sur.

Los estratos de la formación de San Andrés están cubiertos en el norte por los lechos de la Serie de Toba. El límite sur es una gran falla que se basa principalmente en argumentos morfológicos (el abrupto final de la región montañosa).

Los afloramientos del cinturón de sedimentos más jóvenes son escasos. Entre los lechos del Oligomioceno y las rocas de la formación de San Andrés, el área que se deja en blanco en el mapa, o bien no tiene ningún afloramiento o está cubierta por depósitos aluviales de los que los grandes cantos rodados se derivan en parte de la formación de San Andrés.

Al norte de Guanajay se encuentra otra área de rocas, que son similares a las rocas de las montañas de los Órganos. A diferencia de estas últimas, es un país llano, con solo colinas bajas. Los estratos consisten en calizas de lecho delgado de color gris azulado y gris verdoso, a menudo cortadas por pequeñas vetas de calcita, de pedernales y de esquistos violetas.

**Edad de la formación de San Andrés, parte oriental:** En varias localidades (V. 868, A. 653, V. 826) nosotros mismos recolectamos *Aptychi* en los lechos de caliza. Fueron estudiados por el profesor Trauth (79), quien les atribuyó una edad del Cretácico Inferior. En el punto V. 868, al sur de Bahía Honda, se recolectaron ammonites con los *Aptychi*. Sin embargo, es muy probable que se encuentren en un estado de conservación demasiado deficiente para su determinación. Brown y O'Connell (12) mencionan la aparición de ammonites, que consideran de edad Jurásica Superior, en localidades al norte de Candelaria y al norte de San Cristóbal. En esta última localidad, sin embargo, también recolectaron *Aptychi*, cuya similitud con las especies del Cretácico Inferior ya ha sido señalada por ellos. Dickerson y Butt (30) también recolectaron *Aptychi* y Ammonites en el sendero entre San Cristóbal y El Rosario, que se consideran de edad del Cretácico Inferior. En general, podemos considerar que la mayor parte de la formación de San Andrés en las regiones orientales es de edad del Cretácico Inferior, aunque no se excluye la aparición de lechos del Jurásico Superior. Por lo tanto, los mismos lechos del Cretácico Inferior se encuentran en las partes oriental y occidental de la formación de San Andrés. También son el equivalente de las calizas de *Aptychi* que Rutten (64) describió de la parte norte de Santa Clara, y que Mac Guillavry (en la literatura) describirá en las de Camagüey.

Con respecto a la edad de las rocas de las facies de Cayetano, mencionamos la aparición de una arenisca cuarcítica, notada pero no muestreada, intercalada entre las calizas en el punto V. 868, donde se recolectaron *Aptychi* del Cretácico Inferior. Al igual que en la parte occidental, numerosos cabalgamientos, indicados por la aparición de lechos del Maastrichtiense (formación de La Habana de las facies de montaña) y por bandas de serpentina, complican en gran medida la comprensión de la relación entre las calizas y las capas cuarcíticas.

#### Descripción de las rocas de la Formación San Andrés.

**Areniscas micáceas:** Estas rocas son de color pardo grisáceo y pardo rojizo, con un borde pardo rojizo en la superficie debido a la meteorización. En secciones delgadas, las rocas parecen consistir principalmente en cristales de cuarzo que son de forma redonda o angular y están turbios o claros. Ocasionalmente se encuentra plagioclasa maclada de composición ácida (albita). La mica es una moscovita incolora desarrollada como láminas pequeñas o grandes. Las láminas están dispuestas de forma irregular o muestran una estructura lineal. La matriz es una sustancia limonítica de color pardo verdoso. En las rocas que se gradúan en areniscas cuarcíticas, la cantidad de matriz es pequeña.

**Areniscas cuarcíticas:** Estas rocas consisten en los mismos componentes que las areniscas. El cuarzo está claro, es redondo o angular y en algunos lugares presenta una textura suturada. La matriz limonítica a menudo es reemplazada por delgadas capas de **sericita**, que acentúan la estructura foliada. Los cristales de albita maclados y las láminas de moscovita están ocasionalmente doblados, debido a las tensiones tectónicas. En algunas rocas las plagioclasas están sericitizadas. Como minerales accesorios encontramos circón y turmalina. Las areniscas cuarcíticas forman, junto con las cuarcitas, una parte prominente de la formación de San Andrés.

**Cuarcitas:** Las rocas cuarcíticas son de grano medio a grueso y de color blanco grisáceo a pardo grisáceo o pardo rojizo. Bajo el microscopio, las rocas consisten en cristales de cuarzo limpios, fuertemente intercrecidos entre sí, y de sericita. La sericita se presenta en capas delgadas o parches. A menudo se mezcla con una sustancia limonítica y con finos granos de mineral. La moscovita se desarrolla como láminas pequeñas o grandes. Los cristales de plagioclasa, que casi siempre se encuentran en pequeñas cantidades, son de composición ácida (albita). Los minerales accesorios son circón y turmalina. La textura de las rocas varía. Parte de las cuarcitas muestran una disposición lineal de las láminas de moscovita o las capas de

sericita; los cuarzos de estas rocas, aunque a menudo muestran "sombras de deformación," están dispuestos de forma irregular. Sin embargo, otras rocas muestran, además de la disposición lineal de los elementos micáceos, un paralelismo claro de los cristales de cuarzo. Parte de las rocas que llamamos cuarcitas, por lo tanto, se gradúan en los esquistos de sericita-cuarzo de mayor metamorfismo. Teniendo en cuenta que las areniscas no metamórficas se encuentran además de las cuarcitas y los esquistos de sericita-cuarzo, es probable que las tensiones tectónicas hayan influido en las rocas además del metamorfismo regional.

**Pizarras:** Las rocas pizarrosas a menudo se encuentran en la formación de San Andrés. Son de grano fino y de colores grisáceos claros o morados. La estructura foliada es pronunciada. Es difícil obtener rocas frescas, debido a la fácil meteorización. En secciones delgadas, las rocas consisten en polvo fino de cuarzo en una matriz de sustancia limonítica clorítica. Se encuentran pequeñas láminas de plagioclasa maclada. La sericita se presenta en cantidades variables. En algunos casos, la matriz es una masa de color pardo rojizo oscuro, que probablemente consiste en hematita. A menudo se encuentran pequeños cubos de mineral pirítico.

**Filitas:** Las verdaderas rocas filíticas se encuentran en una cantidad considerablemente menor que las pizarras. Las rocas lustrosas son de color púrpura rojizo o gris verdoso. Bajo el microscopio las rocas están compuestas por parches de cuarzo fuertemente intercrecidos, con forma de lentejuelas o pequeñas bandas, que se ajustan a la disposición paralela. Las capas sedimentarias entre los parches de cuarzo a menudo se mezclan con una sustancia limonítica.

**Calizas:** Varios autores, por ejemplo Lewis (44) y Dickerson (en correspondencia privada con el Prof. Rutten), señalaron la diferencia entre los mármoles altamente cristalinos intercalados en las capas de cuarcita-filita y las calizas de "Mogote" menos cristalinas. Ya discutimos el hecho de que las rocas cuarcíticas se encuentran en las colinas de piedra caliza. En cuanto a su metamorfismo, estas rocas no difieren de las rocas encontradas en las grandes áreas de cuarcita-filita. En lo que respecta a las calizas, que a menudo son difíciles de separar macroscópicamente, hicimos varias secciones delgadas para examinar el estado de cristalización de las diferentes rocas. Podemos distinguir rocas cristalinas de grano fino y calizas cristalinas de grano grueso. Estas últimas muestran diferentes etapas de cristalización. Algunas rocas consisten en romboedros de calcita idiomórfica, que en otras rocas pasan a cristales de calcita alotriomórfica. Se encuentran fases de transición. En algunos casos, los viejos contornos de los romboedros son visibles en los cristales de calcita gruesa (localidad V. 710, al norte de San Diego de los Baños). Las calizas ocasionalmente muestran una estructura lineal, acentuada en las rocas de grano fino por las partes contaminadas y en las calizas cristalinas de grano grueso por la disposición paralela de los cristales de calcita.

Con respecto a la presencia de las calizas de grano fino y las calizas cristalinas de grano grueso, encontramos las rocas cristalinas de grano grueso también en los "Mogotes" y en la parte oriental de las montañas de Órganos, y las calizas de grano fino intercaladas en los estratos de cuarcita-filita. Los afloramientos de calizas cristalinas en los "Mogotes" son, por ejemplo, la localidad M. 911, al suroeste de Sumidero y la localidad M. 915, al noreste de La Sierra; en la parte oriental de las montañas de Órganos, por ejemplo, la localidad V. 827, cerca de Soroa, al noreste de San Cristóbal y en la localidad V. 756, al norte de San Diego de los Baños. Cerca de Sumidero, encontramos calizas de grano fino en la localidad L. 767 y calizas cristalinas de grano grueso en la localidad L. 770. Ambas localidades parecen pertenecer al mismo nivel. Los mármoles extremadamente cristalinos encontrados en la localidad L. 780, al norte de la ciudad de Pinar del Río, se consideran generalmente como el prototipo de las calizas intercaladas en la formación de cuarcita-filita. De hecho, son las calizas más fuertemente cristalinas que encontramos en la provincia de Pinar del Río. Las calizas encontradas en la localidad A. 619, al oeste de la localidad L. 780, con toda

probabilidad se pueden conectar con los mármoles; son considerablemente menos cristalinas. En las cercanías de San Diego de los Baños se encuentran calizas de grano fino en las localidades L. 856, L. 858 y V. 703. Las calizas cristalinas de grano grueso se encuentran en las localidades L. 853 y V. 710. No tenemos ninguna razón para diferenciar los afloramientos mencionados anteriormente debido a una posición diferente.

El examen del material que tenemos a nuestra disposición demuestra que no hay contraste entre la caliza "Mogote" de grano fino y las calizas más metamórficas intercaladas en la cuarcita-filita. Ambos tipos ocurren en cualquiera de ellas.

Calizas suboolíticas se encuentran en la localidad H. 812, al norte de Consolación del Sur y en la localidad V. 547, al noreste de Consolación del Sur. Los fragmentos de calizas suboolíticas encontrados en las calizas brechadas de la formación de La Habana de facies de montaña se asemejan a estas calizas. Calizas densas de grano fino, que contienen **Radiolaria** se encuentran en la localidad H. 834, al noreste de San Andrés y en la localidad L. 916, al norte de Candelaria.

#### Serie de las Tobas.

Los elementos característicos de esta serie son porfiritas, diabasas, tobas vítreas, brechas de toba y tufitas, alternando con calizas de color gris azulado bien estratificadas, cherts y pizarras. Encontramos estas capas expuestas en el lado norte de la parte más joven de la formación de San Andrés, al este de San Diego de los Baños. Las capas de la Serie de Toba cubren estas partes más jóvenes de la formación de San Andrés (equivalente de las calizas Aptychi del Cretácico Inferior descritas por M. G. Rutten (64) del norte de Santa Clara) de manera concordante, lo que se muestra claramente en el sendero al sur de Bahía Honda, donde el límite entre la Serie de Toba y la formación de San Andrés corre a unos 3 km al norte de un lugar de hallazgo de **Aptychi** (localidad V. 686) en esta última. Las direcciones de las capas de la Serie de Toba y de las capas de la formación de San Andrés corren O-E, la inclinación es constantemente hacia el norte. La asociación de capas volcánicas y calizas es típica para la facies norte de la Serie de Toba en la provincia de Santa Clara. M. G. Rutten considera que las calizas Aptychi y las partes inferiores de la Serie de Toba tienen la misma edad y solo difieren en facies. A partir de nuestras observaciones en Pinar del Río, concluimos que la Serie de Toba es más joven que el equivalente de las calizas **Aptychi**, las partes más jóvenes de la formación de San Andrés. En la parte inferior de la Serie de Toba, las calizas están intercaladas con más frecuencia que en las partes más altas, donde incluso pueden estar ausentes. Las calizas encontradas en la parte inferior de la Serie de Toba, en algunos lugares contienen fragmentos de material volcánico (localidad L. 968, al sur de Cabañas). Todas las capas que contienen evidencia de actividad volcánica se consideran parte de la Serie de Toba. En estos estratos nunca encontramos las areniscas y cuarcitas típicas de la formación de San Andrés.

Afloramientos de capas de La Habana de facies de montaña ocurren en la Serie de Toba de la misma manera que en la formación de San Andrés, marcando los cabalgamientos.

En el lado norte, el área de la Serie de Toba está limitada por las capas de la formación de La Habana de facies oriental, descritas en otra parte, y por estratos del Terciario Inferior.

Al noroeste de Bahía Honda, la Serie de Toba se encuentra nuevamente, sin embargo, en esta región completamente sin intercalaciones de calizas, al igual que en la carretera de Bahía Honda a Cabañas (ver mapa). Los estratos de la Serie de Toba en esta región consisten en tobas vítreas, tufitas vítreas que contienen **Radiolaria** (localidades V. 845, V. 849, M. 1061), porfiritas y porfiritas de diabasa.

En las tufitas, el cuarzo efusivo se encuentra en la localidad M. 1066, al este de Bahía Honda; los granos de cuarzo muestran bordes de corrosión e inclusiones de pasta base. En analogía con la provincia de Santa Clara, la presencia de cuarzo efusivo puede señalar una edad del Cretácico Superior (formación de La

Habana) de esta roca tobácea. Sin embargo, debido a la extrema escasez del material de cuarzo, dudamos en considerar esta roca como parte de la formación de La Habana, aunque debe tenerse en cuenta la posibilidad de la presencia de la formación tobácea de La Habana en esta región. No medimos el rumbo o el buzamiento en esta parte de la Serie de Toba. En el mapa, conectamos ambas áreas, pero será necesario un estudio del lado oriental de la bahía de Bahía Honda para alegar esto con evidencia. Al oeste de la bahía de Cabañas se notó la posibilidad de la presencia de rocas tobáceas. Sin embargo, los afloramientos en esta región son demasiado escasos y las rocas están demasiado erosionadas para su determinación.

En el poblado de Cayajabos, se exponen cherts fuertemente plegados que contienen Radiolaria, mientras que al norte, en la localidad L. 930, se encuentra una roca de diabasa de grano grueso. Ambas rocas se consideran parte de la Serie de Toba, pero los cherts podrían pertenecer fácilmente a la formación de San Andrés.

Un pequeño afloramiento de roca de diabasa se encuentra en la localidad M. 1013, al norte de San Cristóbal. Consideramos que esto es una intrusión aislada del magma tobáceo a través de la formación más antigua de San Andrés. Otro afloramiento aislado de diabasa de grano grueso se encuentra en la localidad L. 870, al norte de La Palma.

Una roca, que puede estar relacionada con las encontradas en la Serie de Toba, se encuentra en la localidad A. 618, al oeste de la ciudad de Pinar del Río, en el área de filitas cuarcíticas. La roca cataclástica consiste en augitas trituradas y elementos cuarcíticos y calcáreos. Se encuentra un escaso cristal de anfíbol. Sin embargo, esta roca podría estar conectada con el magma diorítico.

**Edad de la Serie de Tobas:** No se han encontrado fósiles que indiquen la edad de la Serie de Toba. Debido a su posición estratigráfica, la Serie de Toba es más joven que las capas del Cretácico Inferior de la formación de San Andrés y más antigua que las capas transgresivas de la formación de La Habana del Cretácico Superior (Maastrichtense en Europa).

#### Descripción de las rocas de la Serie de Toba

**Diabasas y porfiritas:** Las rocas son de color azul verdoso a verde grisáceo. Los fenocristales de feldespato blanco que se encuentran en las rocas porfiríticas son macroscópicamente claramente visibles como pequeños puntos blancos. En secciones delgadas, la verdadera textura ofítica de la diabasa se transforma gradualmente en la textura porfirítica de la porfirita. Esta última tiene una matriz cristalina de pequeñas listones de plagioclasa y pequeños granos de augita, o una pasta base vítrea. La composición de los feldespatos que forman la matriz y los fenocristales es básica (labradorita). En algunas rocas se encuentran fenocristales de augita bien desarrollados además de la plagioclasa. También se encuentran diabasas amigdaloides; la textura es ofítica, los listones de plagioclasa están contaminados y son de una composición ácida (albita). Las amígdalas están rellenas de calcita o de cuarzo y calcita. Se encuentra **magnetita** en cantidades más pequeñas o más grandes en las diabasas y en las porfiritas.

**Tobas y Tufitas:** Las tobas y tufitas se encuentran principalmente en la región al norte y este de la ciudad de Bahía Honda, junto con diabasas y porfiritas. Macroscópicamente, son rocas de grano fino, blandas y que se erosionan fácilmente. Su color es verde claro o gris claro. Bajo el microscopio, se pueden distinguir: Tobas vítreas: Compuestas de vidrio contaminado por una sustancia clorítica-limonítica verde-marrón, con raros fragmentos angulares de plagioclasa clara. Cuando estos fragmentos aparecen en mayor cantidad, las tobas vítreas se transforman en tobas cristalinas. Las tufitas a menudo contienen numerosas Radiolaria y cristales más grandes de plagioclasa básica clara y bien laminada. El cuarzo se encuentra raramente. Las tufitas con Radiolaria a veces están cortadas por pequeños filones de cuarzo y a veces están parcialmente silicificadas. Se transforman gradualmente en cherts.

**Cherts:** Los cherts son rocas de color verde a negro, fuertemente cortadas por pequeños filones que en secciones delgadas resultan ser cuarzo y, en casos excepcionales, calcita y cuarzo. Las rocas a menudo están fuertemente contaminadas por una sustancia limonítica, lo que causa una erosión de color marrón rojizo. Se encuentran Radiolaria, por ejemplo en la localidad H. 949, al suroeste de Bahía Honda.

### Serpentinas

Los afloramientos de serpentina o de roca parcialmente serpentinizada se encuentran en las regiones donde la formación de San Andrés y la Serie de Toba están expuestas. Aparecen como pequeñas bandas que siguen la tendencia general de los estratos. A menudo, pero no siempre, las serpentinas están acompañadas por rocas de la formación de La Habana, en cuyo caso la serpentina parece haber actuado como un "expediente de deslizamiento" cuando ocurrió un cabalgamiento.

Solo se encuentra una gran área de serpentina entre La Palma y La Mulata, formando una gran colina plana y muy distintiva en el paisaje, reconocible a gran distancia.

Se encuentran muchas inclusiones en las serpentinas; parte de estas se derivan claramente de la Serie de Toba, mientras que las inclusiones más metamórficas son de origen desconocido. Estas últimas son anfibolitas, esquistos de actinolita y rocas de hornblenda-plagioclasa.

Se encuentran diques de naturaleza gabroide especialmente en los afloramientos de serpentina ubicados en la parte oriental de la Serie de Toba.

Según M. G. Rutten (64), los contactos de la serpentina con las formaciones más antiguas en la provincia de Santa Clara son tectónicos, formados por cabalgamiento. La mayor parte de los contactos de las zonas de serpentina en la provincia de Pinar del Río apoyan su opinión. Varios afloramientos de serpentina, encontrados cerca o en las colinas de caliza de la formación de San Andrés, están cubiertos por o cubren brechas de caliza del Cretácico Superior; su ocurrencia en la pendiente norte de las formaciones antiguas solo puede explicarse por los sobrecorrimientos.

Afloramientos de este tipo se encuentran, por ejemplo, al oeste de Jan Vicente en las localidades L. 1045 y L. 793, al sur de La Palma en la localidad L. 878, al noreste de San Andrés en la localidad H. 828, y al noroeste de Guanajay en la localidad L. 981. Probablemente ocurren serpentinas intrusivas, aunque no se encontraron rastros de metamorfismo de contacto.

La mayor parte de los afloramientos de serpentina que encontramos fueron incluidos en el mapa; sin embargo, se omitieron pequeñas ocurrencias.

Por razones técnicas —la escala grande del mapa y el tamaño exagerado de los pequeños afloramientos— no dibujamos los cabalgamientos en el mapa; además, nuestras observaciones son insuficientes para ubicar los cabalgamientos en sus posiciones correctas, ya que, por ejemplo, la dirección y el buzamiento en la formación Habana nos son desconocidos.

**Edad de las serpentinas:** Se encuentran inclusiones de rocas relacionadas petrográficamente con las rocas de la Serie de Tobas dentro de las serpentinas. Estas consisten en diabasas alteradas y porfiritas-diabasas. En la ubicación L.877, al sur de La Palma, se recolectó una roca en el área de serpentinas que consiste en una sustancia clorítica-limonítica de color verde-marrón, en la que solo se observan restos de una textura ofítica y reliquias de cristales de augita. Se recolectó una roca espilítica al norte de Candelaria, en la ubicación A.729. Una sección delgada de esta roca muestra que las augitas están uralitizadas; las láminas de plagioclasa son de composición ácida.

Estos puntos de hallazgo, junto con algunos otros, de inclusiones que petrológicamente se asemejan a rocas de la Serie de Tobas, se encuentran en las zonas de Serpentina que aparecen en la formación San Andrés. Son difíciles de explicar. El magma peridotítico, del cual derivan las serpentinas, pudo haber seguido el

mismo camino que el magma tobáceo al atravesar la antigua formación San Andrés. Esta explicación parece algo forzada, pero no encontramos otra alternativa. Rechazamos la hipótesis de que las inclusiones de diabasa provengan de un basamento desconocido, más antiguo que la formación San Andrés, ya que en ese caso esperaríamos una roca metamórfica más intensa que las ya dinamometamórficas de dicha formación. En resumen, no tenemos evidencia absoluta de que la serpentina sea más joven que la Serie de Tobas, ya que no se observa metamorfismo de contacto, pero es altamente probable debido a las inclusiones de rocas tufáceas.

En cuanto a la relación de la edad de las serpentinas con los estratos más jóvenes, no encontramos intrusiones en las facies orientales de la formación Habana ni en el Terciario Inferior. El único punto de hallazgo de Serpentina cercano a estas formaciones se encuentra al oeste de Bahía Honda, donde las rocas adyacentes, sin embargo, están insuficientemente expuestas y cubiertas por suelo negro, lo que impide sacar conclusiones. Como ya se indicó, los contactos entre la Serpentina y la formación Habana de facies montañosa son de carácter tectónico. No encontramos guijarros de Serpentina en las formaciones transgresivas, lo que probablemente se deba a la fácil meteorización de esta roca blanda.

**Descripción de la roca Serpentina:** Macroscópicamente, las serpentinas presentan una apariencia verde azulada a verde negruzca con un brillo lustroso. Son compactas o muestran esquistosidad. Se observan claramente grandes cristales de bastita, especialmente en la roca compacta. En secciones delgadas, la roca está compuesta por antigorita laminada y fibrosa de color verde claro. Los cristales están dispuestos de forma regular e irregular. Casi siempre se encuentran grandes cristales de bastita. La magnetita aparece en forma de pequeños granos, concentrados principalmente en los lugares donde comenzó la serpentización. Los cristales grandes de cromita son poco frecuentes.

Con respecto al origen de la roca serpentina, se encuentran rocas transicionales compuestas por antigorita y piroxeno rómbico, a veces parcialmente alteradas en bastita. Estas rocas se hallan, por ejemplo, en las ubicaciones L.846 y L.899, aproximadamente al noroeste de Lima, y en la ubicación L.981, al noroeste de Guanajay. Se encontraron verdaderas harzburgitas, de las cuales derivan las rocas anteriores, en la ubicación V.898 al sur y en la ubicación A.671 al norte del gran cerro de Serpentina entre La Palma y La Mulata. Estas rocas son de grano grueso y están compuestas por cristales de olivino que muestran el inicio de la serpentización, piroxenos rómbicos y monoclinicos —a veces entrelazados—, y grandes cristales alotriomórficos de cromita. Una roca compuesta principalmente por olivino, piroxenos monoclinicos y mena fue muestreada en la ubicación M.988, al sur de Las Pozas.

**Inclusiones de origen desconocido en la Serpentina:** Se encontraron numerosas inclusiones de rocas en la Serpentina que no afloran como roca madre en la provincia de Pinar del Río. Se trata de rocas fuertemente metamórficas (esquistos de actinolita y anfibolitas) y rocas hornblenda-plagioclasa de menor grado metamórfico. En ciertos lugares, por ejemplo en la ubicación A.773 al norte de San Cristóbal, también aparecen como inclusiones rocas escasamente metamórficas (diabasa-porfiritas), junto con las rocas fuertemente metamórficas de origen desconocido, por lo que consideramos que el metamorfismo tuvo lugar antes de la inclusión de las rocas en el magma peridotítico.

M. G. Rutten (64), quien describió inclusiones de rocas metamórficas en la Serpentina de la provincia norteña de Santa Clara, considera que estas rocas derivan de una formación subterránea equivalente a las formaciones encontradas en la Sierra de Trinidad y en la Isla de Pinos. Thiadens (74), de hecho, describe esquistos de actinolita y anfibolitas intercalados en la Sierra de Trinidad, que no difieren de los mismos tipos de roca encontrados como inclusión en la Serpentina de Pinar del Río.

Los esquistos de actinolita consisten en cristales grandes de actinolita de color verde claro, dispuestos en forma paralela. En algunas rocas, cuando los cristales de actinolita son de menor tamaño, la estructura se

vuelve irregular. Las inclusiones de esquistos de actinolita son muy llamativas y fáciles de reconocer en el campo.

Los esquistos de actinolita consisten en cristales grandes de actinolita de color verde claro, dispuestos en forma paralela. En algunas rocas, cuando los cristales de actinolita son de menor tamaño, la estructura se vuelve irregular. Las inclusiones de esquistos de actinolita son muy llamativas y fáciles de reconocer en el campo.

Las anfibolitas son rocas de color verde oscuro, de grano medio a grueso, en las que a veces pueden observarse macroscópicamente granates y moscovitas. En secciones delgadas, las rocas están compuestas por anfíboles, desarrollados como agujas pequeñas o cristales grandes.

Son pleocroicos verdosos, mientras que los cristales más grandes presentan pleocroísmo azul (glaucófana). La albita se encuentra constantemente en cantidades grandes y pequeñas. Se desarrolla en cristales alotriomórficos poiquilíticos muy claros. También se encuentra siempre zoisita, a menudo en grandes cantidades y en cristales bien desarrollados. El granate es común en la mayoría de las rocas anfibolíticas. Se hallan cristales grandes e idiomórficos en las rocas portadoras de glaucófana, por ejemplo en la ubicación A.773, al norte de San Cristóbal. Los cristales de moscovita son accesorios en la mayoría de las rocas. Sin embargo, en la ubicación V.726, al noreste de La Palma, abundan las grandes escamas de moscovita. La clorita, titanita y mena aparecen como minerales accesorios.

La textura de las rocas es predominantemente irregular y sin disposición lineal de los minerales, con la excepción de una roca encontrada en la ubicación L.877, al sur de La Palma, que muestra estructura lineal. Otras localidades donde se encontraron rocas anfibolíticas fuertemente metamórficas son: la ubicación A.698, al noreste de San Cristóbal, en el sendero hacia Rosario; la ubicación M.1053, al sur de Bahía Honda; y la ubicación V.818, cerca de Soroa, situada al noreste de Candelaria.

La mayor parte de las rocas anfíboles-plagioclasas se encuentran en la franja de Serpentina, la cual puede seguirse en dirección Este-Oeste al sur de Bahía Honda. Las ubicaciones en esta zona donde se muestrearon estas rocas son: M.1041, M.1068, M.1069 y M.1080. Otro punto de hallazgo de este tipo de roca es la ubicación L.905, al noroeste del pueblo de Santa Cruz de los Pinos. Estas rocas siempre aparecen en regiones de Serpentina, y las consideramos como inclusiones, aunque falta evidencia geológica que respalde esta suposición. Por ejemplo, también es posible que diques en la Serpentina hayan sido alterados bajo la influencia de tensiones tectónicas, transformándose en estas rocas de hornblenda-plagioclasa.

Las secciones delgadas de estas rocas muestran hornblenda pleocroica verde y verde parduzca, alotriomórfica, y una cantidad equivalente de plagioclasa alotriomórfica, contaminada, de composición andesina-labradorita. En algunos casos, los cristales de plagioclasa presentan maclas y frecuentemente están sericitizados. Se observa estructura lineal, por ejemplo, en la ubicación M.1068.

**Diques gabroides:** M. G. Rutten (64) menciona la presencia de diques gabroides en las zonas de Serpentina de la provincia norteña de Santa Clara. Concluye que la intrusión debió haber ocurrido antes o durante la fase orogénica posterior a la sedimentación de los estratos habaneros del Maastrichtiano, ya que las intrusiones solo se encuentran en la serpentina desplazada por esta actividad orogénica y no en otras formaciones cercanas.

En cuatro lugares se muestrearon rocas gabroides en la provincia de Pinar del Río. En las ubicaciones A.731 y A.733, al suroeste de Cabañas, se recolectaron rocas de grano medio, moteadas de verde y blanco, que al microscopio consisten en grandes cristales maclados de plagioclasa de composición básica (labradorita), parcialmente sericitizados, junto con dialaga y piroxeno rómbico. El olivino se encuentra en grandes cantidades y está parcialmente serpentizado. La magnetita aparece en forma de pequeños cristales. Una roca muestreada en la ubicación V.890, al noreste de La Palma, está más alterada.

La dialaga está parcialmente uralitizada, la plagioclasa es andesina. Faltan olivino y minerales de mena. Una roca, encontrada en la localidad L. 946, al norte de Guanajay, concuerda con las halladas en la localidad A. 733. Contiene numerosos cristales de olivino.

Todos los lugares de hallazgo mencionados anteriormente se encuentran en la Serpentina o en su límite, lo que respalda la afirmación de Rutten. Una excepción es la localidad M. 1034, al sur de Bahía Honda, donde aparece un dique gabroide en la Serie de Tobas. Sin embargo, cerca de esta localidad, aproximadamente a 150 m al sur, se encuentra Serpentina en la localidad M. 1036. En el área entre estos dos puntos de hallazgo se observaron porfiritas tufáceas, pero no se tomaron muestras. Por lo tanto, falta evidencia exacta y no se pueden sacar conclusiones.

Una roca recolectada en el límite de un afloramiento de Serpentina (localidad M. 1039, al sur de Bahía Honda) es un gabro-diabasa. Una sección delgada muestra plagioclasa clara, bien maclada, en forma de laminas. La composición es básica, variando de labradorita a bytownita. La textura es ofítica gruesa. Los cristales de piroxeno monoclinico son alotriomorfos y están parcialmente uralitizados.

### Rocas dioríticas.

Dos áreas en la provincia de Pinar del Río presentan rocas relacionadas con un magma de tipo diorítico. Procederemos a describir por separado las localidades y las rocas.

La localidad en H85 está situada entre Guane y La Sierra hacia el lado este de la carretera que conecta ambos sitios. Nosotros dibujamos un pequeño croquis con la situación de los afloramientos de las rocas adyacentes (fig. 1).

La roca diorítica (d en el mapa) es de color blanco grisáceo claro y consiste en cuarzo fuertemente alotriomorfo de grano fino. Bajo el microscopio, la roca muestra cuarzo fuertemente alotriomorfo con extinción nublada, presente en cantidades menores que el cuarzo, de composición ácida, albita claramente maclada. Las láminas están dobladas (debido a la influencia de esfuerzos tectónicos). Se observan bandas delgadas e irregulares o manchas de moscovita.

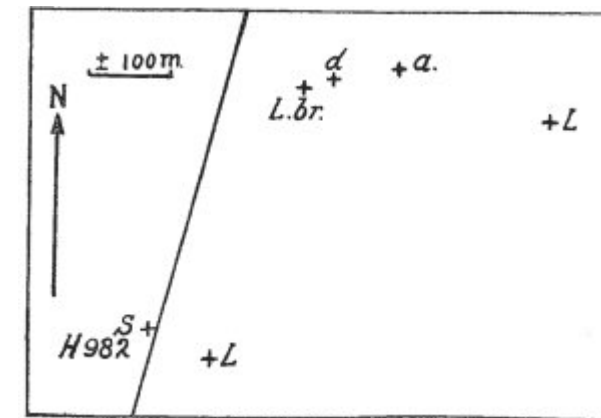


Fig. 1.

Al oeste de este afloramiento se observaron brechas de caliza (L br.), pero no se tomaron muestras. Esta brecha de caliza (en el mapa) corresponde a la Formación Habana de facies montañosa. Al este del afloramiento de roca diorítica muestreamos una roca eruptiva oscura (a en el mapa), la cual en sección delgada se comprobó que consiste en uralita fibrosa y plagioclasa fuertemente maclada y alterada, de composición oligo-andesina.

Más hacia el este se encuentran calizas de tonalidad gris-azulada (L en el mapa), que también se hallan al suroeste de estos afloramientos. Estas calizas se asemejan mucho a las que se encuentran intercaladas en la



a ambas formaciones. Solo aquellos lugares donde la evidencia paleontológica indica con precisión la edad fueron coloreados en rojo en caso de presencia de estratos del Cretácico Superior, mientras que una firma especial indica los estratos del Eoceno Superior o del Oligoceno. Un estudio detallado permitirá determinar si las cretas blancas, margas y areniscas calcáreas que se presentan en esta región deben considerarse pertenecientes al Cretácico Superior o al Terciario Inferior.

Reconocemos que la combinación del Cretácico Superior y el Terciario Inferior en el mapa es poco satisfactoria, más aún considerando que existe una discordancia estratigráfica y que puede esperarse una disconformidad tectónica entre el Cretácico Superior y el Eoceno Superior, en analogía con la geología de la provincia de Santa Clara (64). No hemos encontrado evidencia de esta discordancia angular en la provincia de Pinar del Río.

Las localidades donde se encuentran rocas de la formación Habana en su facies oriental se indican en la tabla de la página 23, junto con los Foraminíferos, Rudistas y fragmentos de Rudistas presentes, los cuales permitieron establecer la edad. Los Foraminíferos, sin embargo, aparecen en su mayor parte en secciones delgadas de rocas; por lo tanto, no siempre se obtuvieron secciones confiables y representativas. La asociación mutua de Foraminíferos o su asociación con Rudistas o fragmentos de Rudistas permite establecer suficientemente, en nuestra opinión, la edad de las rocas.

Bajo el encabezado "Orbitoides" se incluyeron Foraminíferos que muestran afinidades poco definidas con géneros del Cretácico Superior. Su estado de conservación es a menudo muy deficiente debido a la recristalización. Esta recristalización no se observa en ejemplares de edad Eoceno Superior. Las pequeñas Camerinas muestran afinidades con *Camerina dickersoni*, descrita por la Sra. D. Palmer (57) en los estratos del Cretácico Superior de la provincia de La Habana.

Para aquellos interesados en Rudistas bien conservados, llamamos la atención sobre los lotes A.645, A.647, H.774, H.787, H.802, H.870, H.961, L.818, M.938, M.940, M.966, V.614, V.843a. El material recolectado por nosotros en estas localidades ya ha sido descrito por el autor en un artículo aceptado para su publicación en el Journal of Paleontology.

**Descripción de las rocas de la formación Habana, facies oriental:** Las rocas son en su mayor parte conglomerados finos o areniscas calcáreas conglomeráticas. Son de color blanco a gris, en contraste con las rocas de la facies montañosa, que son de color gris azulado oscuro. Contienen una gran cantidad de matriz calcárea. Los componentes de las rocas son cuarzo claro, redondeado o angular, plagioclasa bien laminada y no laminada de composición básica (labradorita). El tamaño del cuarzo y los feldespatos varía en diferentes rocas, desde pequeño hasta grande. Siempre están presentes fragmentos redondeados de porfiritas, que en algunos casos incluso constituyen los componentes principales. Las porfiritas consisten en fenocristales de plagioclasa básica, pequeños o grandes, en una masa vítrea, a menudo coloreada de rojo por infiltración de hierro. En casos donde la matriz es más cristalina, consiste en lamas pequeñas de plagioclasa y pequeños granos de mineral de magnetita. Ya mencionamos la presencia de fragmentos detríticos de diorita. Ocasionalmente se encuentran fragmentos redondeados de rocas filíticas y cuarzíticas, claramente derivadas de la formación San Andrés. Estos componentes dominan en una roca encontrada en la localidad L.930, al norte del pueblo de Cayajabos. Fragmentos de sílex, cristales de anfíbol y granos de zoisita ocurren raramente.

Además de los conglomerados y las areniscas calcáreas, se encuentran calizas blancas a grises o calizas arenosas, de las cuales pueden originarse los Rudistas; estos han sido recolectados principalmente de suelos sueltos, más o menos cercanos a los delgados estratos de caliza (1/2 m). También se encuentran, aunque raramente, brechas de caliza de color claro y conglomerados de caliza pura.

**Facies montañosa de la formación Habana:** Se encuentran rocas de edad Cretácico Superior (Maastrichtiano de Europa) intercaladas en la formación San Andrés y en la Serie de Tobas. Afloramientos

de estas rocas se hallan al pie de muchos "mogotes" típicos en la parte occidental de la Sierra de los Órganos, arrojando nueva luz sobre la tectónica de esta región. Cada afloramiento, a menudo acompañado de serpentina, indica un contacto anómalo con las formaciones más antiguas. Las encontramos en gran número en la parte oriental de la Sierra de los Órganos y también en una pequeña zona al norte de Guanajay, donde los estratos aparecen parcialmente como pliegues empinados.

Las rocas de la facies montañosa de la formación Habana son, en el campo, en muchos casos difíciles de distinguir de las calizas de la formación San Andrés o de la Serie de Tobas. Solo los conglomerados o brechas más gruesos fueron reconocidos en el campo como estratos del Cretácico Superior, debido a los fragmentos de Rudistas, a menudo visibles macroscópicamente.

Secciones delgadas de calizas brechosas, muestreadas por nosotros como calizas "Viñales", resultaron ser rocas de la formación Habana del Cretácico Superior. Mencionamos estos errores para mostrar que parte de los afloramientos de rocas de la facies montañosa fueron encontrados más o menos por casualidad. Con el conocimiento ahora obtenido en el laboratorio, una prospección rendiría resultados más satisfactorios. Con respecto a la fauna encontrada en las rocas de la facies montañosa, se aplican las mismas consideraciones que hicimos respecto a la fauna de las rocas de la facies oriental; por consiguiente, nos remitimos a ellas. Las localidades con sus respectivas faunas se presentan en la tabla de la página 23.

Las rocas de la formación Habana de la facies montañosa pueden dividirse en dos tipos diferentes. Uno es una brecha o conglomerado bituminoso de grueso a fino. Sus elementos principales son fragmentos de caliza oscura gris azulada, derivados de las calizas de la formación San Andrés y de la Serie de Tobas. Se encuentran con frecuencia guijarros porfiríticos, que a menudo consisten en fenocristales de plagioclasa básica en una matriz vítrea. Los guijarros de esquisto, filita y cuarcita son numerosos en ciertas partes, por ejemplo, alrededor de Cacarajicara, una mina de asfalto al suroeste de Bahía Honda (lotes H.904, H.923, H.927, H.928). Una brecha de caliza gruesa recolectada en la localidad H.906, también en esta región, contiene fragmentos de caliza rosada, cuya roca madre es desconocida para nosotros en la provincia de Pinar del Río. Las secciones delgadas contienen a veces una caliza suboolítica, mencionada en la formación San Andrés en la página 15. Otros componentes comunes de las brechas de caliza son cuarzo claro, plagioclasa de ácida a básica y fragmentos de sílex que a menudo contienen Radiolarios. Ya se ha mencionado la presencia de material diorítico. La abundancia de calizas oscuras gris azuladas en las brechas gruesas indica que la transgresión del Cretácico Superior no cubrió todas las partes de la formación San Andrés y la Serie de Tobas. Probablemente emergieron pequeñas islas de agua poco profunda, suministrando el material para las brechas de caliza de la formación Habana.

La otra roca es una arenisca. La matriz es una sustancia calcárea verde pardusca, clorítica y limonítica. En esta matriz encontramos plagioclasa de ácida a básica contaminada como componente principal. El cuarzo, la porfirita y los fragmentos de diorita son minoritarios. La diferencia con las areniscas calcáreas de la facies oriental radica en la cantidad relativamente grande de feldespato, la escasa cantidad de cuarzo y la matriz impura; la diferencia con las rocas de la Serie de Tobas es la presencia de cuarzo y de material diorítico. Raramente ocurren Foraminíferos de tamaño indeterminadamente pequeño, por lo que fue imposible una determinación precisa de la edad basada en datos paleontológicos. Debido a la presencia de material diorítico, favorecemos una edad Cretácico Superior para los estratos. La otra posibilidad, que los estratos sean más jóvenes y parte del Eoceno Superior, no parece probable, ya que nunca encontramos evidencia de capas del Eoceno intercaladas con las del Cretácico Superior en la región montañosa.

Los estratos se encuentran, por ejemplo, al norte de La Palma en la localidad 874. La roca arenosa verdosa consiste principalmente en feldespato plagioclasa maclado, de composición albita-oligoclasa, cristales de

cuarzo redondeados y fracturados, fragmentos redondeados de porfiritita, material diorítico, fragmentos de sílex, biotita pleocroica de color verde pardusco y láminas de moscovita. La matriz es una mezcla de clorita-limonita y calcita. Rocas que se asemejan principalmente a la descrita anteriormente se encuentran en la localidad M.949, al noreste de Viñales; localidad M.919, al noreste de Sumidero; localidad M.914, al suroeste de Sumidero, junto con una brecha de caliza que contiene pequeños ejemplares de *Camerinas* con afinidades a *Camerina dickersoni* (Cretácico Superior); localidad L.1053, al este de San Vicente, junto con una brecha de caliza en la que se encontró *Orbitoides bronwi*; localidad M.958, al norte de San Diego de los Baños; y en la localidad V.950, al este de Guane. Todas las localidades mencionadas se sitúan en la parte occidental de la Sierra de los Órganos (regiones de “mogotes”).

#### Guijarros en conglomerados del Cretácico Superior o del Eoceno.

Los conglomerados gruesos son una característica típica en los estratos del Cretácico Superior–Terciario Inferior que se extienden desde San Juan y Martínez hasta San Diego de los Baños. Discutiremos más detalladamente los componentes de estos conglomerados. Uno de los lugares más ricos en guijarros de diversa naturaleza es la localidad A.608, al oeste de la ciudad de Pinar del Río, donde se recolectaron varias muestras. Son numerosos los ejemplares porfiríticos o de rocas diabásicas, en su mayoría fuertemente meteorizadas y alteradas. Algunos porfiritas están silicificados, y solo se pueden reconocer las dos generaciones de feldespatos plagioclasas. Las diabasas muestran una textura ofítica; los augitas están en su mayoría uralitizados; los feldespatos plagioclasas son de composición ácida (oligoclasa); el mineral de mena común es la ilmenita, y los minerales accesorios son apatita y esfena. El cuarzo se encuentra a menudo como recristalización residual. Las rocas descritas anteriormente están claramente relacionadas con las rocas de la Serie de Tobas.

También se encuentran en la localidad A.608 rocas derivadas de un magma diorítico, por ejemplo, una albitita, compuesta por feldespatos plagioclasas contaminados, a menudo intercrecidos granofíricamente con cuarzo. Los minerales accesorios son esfena, epidota y mena. Un guijarro de roca malchítica consiste en feldespatos plagioclasas maclados de composición básica (andesina-labradorita), cuarzo claro fuertemente alotriomórfico y anfíbol. Los cristales de anfíbol son pleocroicos verde azulados e idiomórficos. Los minerales accesorios son esfena, apatita y magnetita. Aparecen guijarros de caliza azul y violeta, probablemente derivados de la formación San Andrés; también una caliza blanca que contiene corales y Lithothamnium. Un guijarro contiene un Orbitoide mal conservado, lo que indica al menos una edad post-Cretácico Superior para el conglomerado.

En la localidad L.849, al noreste de San Diego de los Baños, se encuentran guijarros porfiríticos y dioríticos. Una roca es una diorita-aplita, compuesta por cuarzo alotriomórfico y cristales de plagioclasa. Las plagioclasas están a veces macladas y son de composición ácida; están parcialmente sericitizadas y contienen glóbulos de cuarzo. Aparecen algunas láminas de moscovita y algunos cristales grandes de cristales de apatito.

Otro guijarro, probablemente relacionado con la diorita, es un gneis micáceo; el cuarzo presenta extinción nublada y una textura suturada. La plagioclasa es de composición ácida (albita) y en algunos lugares se encuentra intercrecida granofíricamente con cuarzo. Se encuentran biotita y moscovita, esta última en grandes cantidades y en láminas bien desarrolladas, a veces ligeramente dobladas. La apatita aparece como mineral accesorio. Una roca de la misma naturaleza fue encontrada en la localidad H.803, al oeste de San Diego de los Baños.

Al suroeste de San Diego de los Baños, en la localidad H.791, se recolectó un guijarro de diorita-pegmatita. La estructura es de grano grueso. Los componentes principales son cristales grandes, idiomórficos, contaminados y maclados de albita, y plagioclasa intercrecida granofíricamente con cuarzo. Los minerales

accesorios son esfena, clorita e ilmenita. El lugar de hallazgo de este guijarro se encuentra en el área del Eoceno en el mapa. La evidencia paleontológica que establece la edad eocénica más cercana a la localidad H.791 es la localidad H.792, donde las calizas blancas contienen, por ejemplo, *Dictyoconus*.

#### Eoceno Superior.

Los estratos del Eoceno Superior, que se encuentran en la franja de formaciones transgresivas (Cretácico Superior y Terciario), expuestos al sur, este y noreste de las montañas de los Órganos, consisten en calizas blancas, conglomerados, areniscas calcáreas, margas y cretas. Ya se mencionó la dificultad de separar la formación Habana (Cretácico Superior) de los estratos del Eoceno Superior y del Oligoceno. Donde se encontró evidencia paleontológica —en la mayoría de los casos, Foraminíferos— se asignó una firma especial a las capas del Eoceno Superior en el mapa.

La edad del Eoceno Superior de los estratos se estableció por la presencia de Foraminíferos grandes de los géneros *Dictyoconus*, *Camerina*, *Lepidocyclina*, *Helicolepidina* y *Discocyclina*. Los Foraminíferos aparecen en distintos tipos de roca. En la localidad L. 829 se encuentran en areniscas calcáreas, junto con fragmentos de Rudistas, que claramente son un depósito secundario. Como se tiende a atribuir una edad maastrichtiana a los estratos donde se hallan fragmentos de Rudistas, esta aparición en capas del Eoceno Superior demuestra que se requiere un examen cuidadoso para obtener otros datos paleontológicos. En la localidad L. 831 se encontraron Foraminíferos de los géneros *Dictyoconus*, *Camerina*, *Lepidocyclina* y *Discocyclina* en un conglomerado grueso que contiene porfiritas y guijarros de calizas azul grisáceas y sílex, derivados de la formación San Andrés. También se encuentran fragmentos redondeados de Rudistas.

Alrededor del pueblo de Guanajay, los Foraminíferos del Eoceno Superior se hallan en margas blancas y calizas blancas (localidades M. 1029 y H. 971). En la localidad V. 804, al noreste de Cayajabos, se muestrearon algunas rocas que fueron extraídas de una profundidad desconocida en una mina de asfalto. La roca conglomerática contiene *Omphalocyclus* (Maastrichtiano) y *Discocyclinae* mal conservados. O bien el *Omphalocyclus* es un depósito secundario, o bien los *Discocyclinae* ya aparecen en el Maastrichtiano. Cerca de allí, en la localidad V. 802, se encuentran rocas que contienen fragmentos de Rudistas, *Orbitoides browni* and *Omphalocyclus*, a fauna típica Maestrichtiana.

Además de los foraminíferos grandes, también se encuentran numerosos foraminíferos pequeños, como *Miliolidae*, *Globigerinidae*, *Carpenterias*, entre otros. Como se hallan principalmente en secciones delgadas de calizas, no fue posible realizar una determinación específica.

En una publicación reciente, Cushman y Bermúdez (26) describen varios foraminíferos pequeños de edad Eoceno Superior, recolectados aproximadamente a 4.5 km al norte de Guanajay, en la carretera hacia Mariel. Estos foraminíferos pertenecen a los géneros *Bolivina*, *Virgulina* y a los nuevos géneros *Rectoeponides*, *Stichocibicides* y *Neocarpentaria*. En una segunda publicación, los mismos autores (27) presentan algunas especies nuevas de los géneros *Cicloloculina*, *Siphonina* y *Cribogloborotalia*. Fueron recolectadas en la estación Bermúdez 337 A., que corresponde a la misma localidad de donde provino el material estudiado en la primera publicación. Sin embargo, en el último artículo se afirma que el lugar de hallazgo se encuentra 4.5 km al oeste de Guanajay, en lugar de al norte. Debido a esta discrepancia, no se marcaron estos estratos del Eoceno en nuestro mapa.

Weisbord (84) describe algunos equínidos del Eoceno, probablemente del Eoceno Superior, recolectados en una localidad situada en la carretera de San Diego de los Baños hacia la Carretera Central. No estamos de acuerdo con su afirmación de que podría haber Eoceno Medio a lo largo de esta misma carretera, ya que no contamos con evidencia paleontológica que lo respalde.

Los estratos del Eoceno Superior fueron fuertemente plegados durante la orogénesis interoligocénica. No se encontró evidencia de una discordancia estructural entre el Cretácico Superior y el Eoceno Superior en Pinar del Río.

### Oligoceno.

Los datos paleontológicos que establecen la edad oligocénica de los estratos solo fueron encontrados por nosotros en unas pocas localidades. Las margas, calizas blancas y areniscas muestran una gran semejanza con los estratos del Eoceno Superior. Los niveles del Oligoceno contienen foraminíferos grandes de los subgéneros *Nephrolepidina* y *Eulepidina*. En la localidad M. 1027, al oeste de Guanajay, las areniscas oligocénicas que contienen *Lepidocyclina favosa* yacen en concordancia sobre calizas blancas y margas del Eoceno Superior.

En dos localidades, al norte de Guanajay (loc. L. 941) y al norte de Candelaria (locs. V. 782 y V. 783), las calizas blancas contienen *Lepidocyclina* de tipo *eulepidínido*. Debido a la presencia de estos foraminíferos en calizas, las secciones delgadas obtenidas de forma más o menos accidental no mostraron caracteres fósiles suficientemente claros como para justificar una determinación específica. Sin embargo, tuvimos la impresión de que se trata de *Lepidocyclina favosa*, hecho sobre el cual se basa la asignación de edad oligocénica a estos niveles calcáreos.

Hadly (37) describe numerosos foraminíferos pequeños recolectados por el Sr. Norman E. Weisbord, a 50 metros al sureste de la entrada principal de la Academia Naval Cubana en Mariel. Los foraminíferos han sido recolectados de una marga blanca, a la cual Hadly atribuye una edad oligocénica, probablemente del Oligoceno Superior. Como la ubicación de este punto de hallazgo se conoce con exactitud, lo registramos como Oligoceno en nuestro mapa.

### Capas del Oligomioceno.

Esta formación está ampliamente distribuida en la provincia de Pinar del Río. Se encuentra expuesta desde Fueyo, en el oeste, hasta Guanajay, en el este. Numerosos afloramientos de esta formación se encuentran especialmente a lo largo de la Carretera Central, entre Pinar del Río y Guanajay. También se encuentra a lo largo de la costa norte de Pinar del Río, entre los pueblos de Mariel y Bahía Honda.

Los estratos oligomiocénicos cubren de manera discordante las formaciones más antiguas, fuertemente plegadas, presentando una posición horizontal o con inclinaciones leves de menos de 10 grados. Las inclinaciones se dirigen hacia el sur en las regiones meridionales, por ejemplo, entre Consolación del Sur y Santa Cruz de los Pinos; y hacia el norte en las zonas septentrionales, como al norte de Mariel. Sin embargo, nuestras observaciones en la parte norte son escasas; por lo tanto, nuestra discusión se basa principalmente en hechos recopilados en las regiones del sur.

El elemento principal de estos estratos oligomiocénicos es una caliza blanca o beige, porosa y fosilífera, que corresponde con las calizas de Güines descritas por Palmer (59) en las cercanías de la ciudad de La Habana y por M. G. Rutten (64) en el norte de Santa Clara. Además de las calizas, encontramos grandes áreas compuestas por arcillas rojas, púrpuras y amarillas, areniscas y margas. Estos estratos pertenecen al Oligomioceno, ya que contienen la fauna típica de ese periodo. Este es el caso, por ejemplo, de las localidades L. 757 y L. 758, al norte de la ciudad de Pinar del Río, donde se recolectaron *Amphisorus matleyi* y *Archaias sp.*, en arenas rojo-marrones.

En grandes áreas que consideramos pertenecientes al Oligomioceno, los afloramientos son escasos. Las típicas calizas cavernosas solo afloran ocasionalmente desde un suelo rojo, a menudo cubierto con "perdigones", nombre local para las concreciones de hierro limonítico. A veces se encuentran conglomerados gruesos, compuestos principalmente por guijarros de cuarcita y filita, derivados de la

formación San Andrés. No tenemos evidencia que establezca la edad de estos estratos; sin embargo, asumimos que son del Oligomioceno, aunque podrían ser más recientes.

El espesor de los estratos típicos del Oligomioceno fue medido a lo largo de la carretera de San Diego de los Baños hacia la Carretera Central. El espesor mínimo asciende a unos 300 metros.

La fauna de las rocas oligomiocénicas consiste en foraminíferos, gasterópodos, lamelibranquios, equínidos y antozoos. Especialmente los foraminíferos se encuentran prácticamente en cada muestra de roca arenosa o caliza. Los foraminíferos más comunes son *Amphisorus matleyi* y *Archaias sp.*; con menor frecuencia se encuentra *Miogypsina sp.* Además de los *Miliolidae*, aparecen numerosos foraminíferos pequeños. Como se encuentran en secciones delgadas de las calizas, no se intentó una determinación específica de este material.

Algunos equínidos fueron lo suficientemente bien conservados como para permitir su determinación. Esta fue realizada por el Sr. J. van Soest, en el laboratorio de la Universidad de Utrecht. Se identificó la especie *Clypeaster lanceolatus*. Una descripción completa de esta especie se presenta en la parte paleontológica de este trabajo. En los estratos de caliza son abundantes los moldes y moldes internos de gasterópodos. No se realizó una determinación de los lamelibranquios ni de los corales, ya que la edad de los estratos está suficientemente establecida por los foraminíferos y los equínidos.

**Edad de los estratos oligomiocénicos:** Las calizas de Güines son consideradas por Palmer (59), quien resume las opiniones previas sobre la edad de estos estratos, como una "fase transicional entre el Oligoceno Superior y el Mioceno Inferior". Él menciona la presencia de *Lepidocyclina* y *Miogypsina* en las calizas de Güines. En lo que respecta a esta última, coincidimos plenamente con Palmer. *Miogypsina*, junto con *Amphisorus matleyi* y *Archaias*, son típicos de los estratos oligomiocénicos horizontales o con ligera inclinación. *Amphisorus matleyi*, proveniente de los estratos miocénicos en Jamaica, fue descrito por Vaughan (80). Sin embargo, *Lepidocyclina* no fue encontrada por nosotros asociada con *Miogypsina* ni con *Amphisorus matleyi*. *Lepidocyclina* aparece, hasta donde sabemos, en Pinar del Río únicamente en los estratos fuertemente plegados que subyacen de forma discordante a los estratos oligomiocénicos.

*Clypeaster lanceolatus* fue descrito por Cotteau (22) en los estratos miocénicos de Matanzas, mientras que Lambert (42) reporta su presencia en el Mioceno de Antigua. Según la opinión de Jackson (41), quien estudió material de Panamá y de las cercanías de la ciudad de La Habana, debería considerarse una especie del Oligoceno. En el lugar de hallazgo de *Clypeaster lanceolatus* en Pinar del Río, localidad V. 774, al noreste de San Cristóbal, se observó la presencia de fósiles característicos de los estratos oligomiocénicos ligeramente plegados, como moldes y moldes internos de gasterópodos, lamelibranquios y *Amphisorus matleyi*.

### Capítulo III: TECTÓNICA.

Contrario a opiniones anteriores, ya mencionadas en este trabajo durante la discusión sobre la formación San Andrés, consideramos que la primera fase orogénica ocurrió después de la sedimentación de la Serie de Tobas, entre el Cretácico Inferior y el Cretácico Superior. El eje del gran anticlinal, que fue resultado de esta actividad orogénica y cuya vertiente sur solo está expuesta en la parte occidental de Pinar del Río, se extiende en dicha región en dirección suroeste a noreste, con inclinación hacia el suroeste. La dirección general del buzamiento cambia gradualmente hacia el este, adoptando una orientación oeste-este, y gira hacia norte-noroeste / este-sureste en las cercanías y al norte de San Diego de los Baños.

La topografía de las colinas calcáreas en esta parte occidental de Pinar del Río sigue las mismas direcciones, acentuando la orientación general y respaldando nuestra opinión de que los "mogotes" están intercalados en los estratos de cuarcita y filita. Si las calizas hubieran cubierto de manera discordante un complejo de cuarcita y filita ya fuertemente plegado, sería altamente improbable que, como resultado de una

orogénesis posterior, la orientación de los estratos calcáreos coincidiera prácticamente con la orientación de los estratos de cuarcita y filita.

Se observan algunas desviaciones en la inclinación hacia el norte del ala norte del anticlinal. Este es el caso, por ejemplo, al noroeste de Sumidero, donde encontramos varias inclinaciones hacia el sur y un pequeño anticlinal local bien desarrollado en la localidad V. 567. Este último estaba claramente invertido hacia el sureste. Calizas horizontales, con una ligera inclinación hacia el este y el oeste en algunos puntos, y que no difieren en absoluto de las calizas ordinarias intercaladas en los estratos de cuarcita y filita de la formación San Andrés, fueron encontradas a lo largo de la carretera de Guane a La Sierra, en la localidad H. 980.

En la parte oriental de las montañas de los Órganos, las direcciones de los estratos de la formación San Andrés y de la Serie de Tobas son bastante irregulares, corriendo más o menos en dirección oeste-este. Las partes más jóvenes del flanco norte del anticlinal están expuestas en esta región (Serie de Tobas), mientras que un pequeño anticlinal secundario se desarrolla al norte de Bahía Honda, donde nuevamente afloran rocas tufáceas. La Serie de Tobas se extiende hasta el mar entre La Mulata y Verracos.

En el límite sur de la parte oriental de la formación San Andrés se encontraron ocasionalmente inclinaciones hacia el sur. Es posible que el eje anticlinal observado en la parte occidental continúe a lo largo del límite sur mencionado.

Al este de las montañas de los Órganos, las estructuras más antiguas están cubiertas por los estratos del Cretácico Superior y del Terciario Inferior. Las estructuras antiguas vuelven a aflorar entre los pueblos de Mariel y Guanajay, donde Parecen estar plegados en detalle, con inclinaciones irregulares hacia el sur, verticales y hacia el norte.

Una segunda fase orogenética pudo haber tenido lugar después de la sedimentación de la formación Habana sobre las estructuras más antiguas parcialmente erosionadas, y antes de la sedimentación del Terciario Inferior.

Tras la sedimentación de parte del Oligoceno de manera concordante sobre el Eoceno Superior en las regiones alrededor del distrito montañoso, ocurrió una nueva orogénesis interoligocénica. La dirección de los buzamientos de los estratos del Eoceno Superior y del Oligoceno en la parte oriental de Pinar del Río corre generalmente de oeste a este, aunque a menudo es irregular. En general, las inclinaciones no superan los 50 grados.

El Cretácico Superior y el Terciario Inferior, expuestos al sur del límite de la formación San Andrés, muestran buzamientos que corren más o menos paralelos a los de la formación San Andrés. El hecho de que la tendencia general de la segunda y tercera orogénesis sea paralela a la de la primera debilita nuestra suposición, planteada al inicio de este capítulo, de que podríamos esperar una dirección diferente en las calizas respecto a la formación de cuarcita y filita, en caso de encontrarse una discordancia angular entre ambas. Sin embargo, cuando existen capas de caliza con una determinada dirección en el subsuelo, podemos esperar una influencia —incluso dominante— de estas estructuras resistentes sobre las tendencias de las orogénesis posteriores.

Nos referimos a la zona cercana a San Diego de los Baños, donde los estratos del Eoceno Superior expuestos a lo largo de la carretera hacia la Carretera Central muestran las mismas direcciones de buzamiento que la formación San Andrés (Loma La Güira). Los distintos puntos de hallazgo de Rudistas en las cercanías, que podrían esperarse en un mismo nivel, presentan una dirección que cruza la dirección de los buzamientos del Eoceno Superior y de la formación San Andrés. Si los puntos de hallazgo de Rudistas, recolectados en suelos sueltos, pueden considerarse como indicadores aproximados de la dirección de los estratos rudistas (formación Habana), entonces tendríamos en este lugar una indicación de una discordancia angular entre la formación Habana y el Eoceno Superior.

En la banda sur de las formaciones transgresivas se observa generalmente una inclinación hacia el sur, con una excepción: al noreste de Consolación del Sur, donde aflora la formación Habana en el núcleo de un anticlinal.

En las regiones montañosas, encontramos la formación Habana en su facies de montaña encajada entre la formación San Andrés y la Serie de Tobas. La posición de las brechas calcáreas (formación Habana) al pie de los “mogotes” y en los valles que atraviesan las colinas calcáreas indica claramente un contacto anómalo con las formaciones más antiguas. En la región de la formación San Andrés, los estratos de la formación Habana suelen encontrarse acompañados por serpentina. Sugerimos que, a lo largo de la superficie blanda y lisa de la roca de serpentina, se produjo un cabalgamiento.

En las regiones que rodean las montañas se tiene evidencia de una orogénesis interoligocénica. En la provincia norte de Santa Clara (64) y en la provincia sur de Santa Clara (74) existe evidencia de una fase orogenética entre el Cretácico Superior y el Eoceno Superior. Ya sea esta última o la orogénesis interoligocénica, alguna de ellas habría causado el cabalgamiento (encajamiento) en Pinar del Río.

En cuanto a la naturaleza del cabalgamiento, parece ser superficial. Los estratos de la Serie de Tobas y los de la formación San Andrés no presentan desplazamientos entre sí. En los contactos anómalos dentro de la formación San Andrés no se encuentran rocas de la Serie de Tobas. Incluso cerca del límite entre ambas formaciones, no se ha encontrado evidencia de un contacto anómalo entre la formación San Andrés y la Serie de Tobas.

La presencia de rocas de la formación San Andrés dentro de la Serie de Tobas, sin embargo, es difícil de confirmar, ya que las calizas y sílex —los elementos principales de la formación San Andrés en estas zonas— no se distinguen de los mismos estratos que aparecen en la Serie de Tobas. No obstante, las rocas de facies Cayetano, elementos típicos de la formación San Andrés, nunca han sido encontradas cerca de los contactos anómalos en la Serie de Tobas.

En algunas regiones de la formación San Andrés se observa un tipo de orogénesis más suave. En lugar de cabalgamientos, se encuentran los estratos de la formación Habana en su facies de montaña expuestos en los sinclinales. Este es el caso, por ejemplo, al norte del pueblo de La Palma y en los estratos expuestos al norte de Guanajay, que también consideramos parte de la formación San Andrés. El estilo tectónico de estas últimas zonas se asemeja al estilo tectónico observado en las regiones donde afloran los estratos de la formación Habana en su facies oriental.

En la mayor parte de los afloramientos de la formación Habana en su facies de montaña, no fue posible medir ni la dirección ni la inclinación de los estratos. Solo en unas pocas localidades consideramos justificado conectar algunos afloramientos cercanos. Sin embargo, los afloramientos parecen disponerse en bandas que corren paralelas a las colinas calcáreas en la parte occidental, y también paralelas a la dirección de los estratos de la formación San Andrés y de la Serie de Tobas en la parte oriental. Esto último se demuestra a lo largo del límite norte de la Sierra Ancón, al oeste de San Vicente, donde, con alta probabilidad, tres afloramientos de la formación Habana en facies de montaña pueden estar conectados entre sí. Si esto se confirma, observamos que, al igual que en el cinturón de sedimentos más jóvenes que rodea las montañas, la tendencia de la orogénesis pre-maastrichtiana corre paralela a la de la fase orogenética post-maastrichtiana.

La cuarta y última fase orogenética ocurrió después de la deposición de los estratos oligomiocénicos. Sin embargo, esta fase orogenética no debe compararse con las anteriores, que fueron mucho más intensas. La inclinación máxima observada en los estratos del Oligomioceno es de 10 grados, aunque con frecuencia se encuentran en posición horizontal.

La falla posterior al Mioceno definió el límite sur y la forma actual de las montañas de los Órganos. Fundamentamos la presencia de esta falla principalmente en argumentos morfológicos.

Como las estructuras mayores están claramente representadas en nuestro mapa geológico, no elaboramos secciones transversales. En cuanto a las estructuras detalladas, no contamos con datos suficientes para componer secciones que se aproximen a la realidad, por lo que preferimos omitirlas.

Chapter IV: **PALEONTOLOGIA.**

Partes de los fósiles recolectados por nosotros en la provincia de Pinar del Río han sido o serán descritas en otros artículos con el fin de hacer los resultados más accesibles a quienes estén interesados principalmente en asuntos paleontológicos. Las listas faunísticas con los lugares de hallazgo indicados en un capítulo anterior y en un artículo ya publicado, se copian en este capítulo para ofrecer un resumen completo de los fósiles encontrados. Los Aptichi recolectados de los estratos de la formación San Andrés fueron estudiados por el Prof. Trauth (79). Los Ammonites, también recolectados de la formación San Andrés, serán determinados específicamente por el Prof. Jaworski, quien publicará los resultados de su estudio en su debido momento. Su investigación preliminar fijó la edad de las diferentes partes de la formación San Andrés. Algunos equínidos bien conservados fueron estudiados por el Sr. J. van Soest. La descripción de estos se publica en este artículo. Los Foraminíferos grandes, recolectados de la formación Habana, del Eoceno Superior y del Oligoceno, fueron determinados específicamente por el autor; los resultados se presentarán a continuación. Los Rudistas de la formación Habana también fueron estudiados por el autor. El artículo, que describe varias especies nuevas y ofrece una descripción complementaria de algunas especies conocidas, será publicado en el Journal of Paleontology.

**Listas de fauna:** Primero proporcionamos las listas de fósiles cuya ocurrencia no está confinada a una formación particular.

**Globigerinidae** y sus localidades: A.606, A.711, H.820, H.897, H. 898, H.970, H.973, H.975, L.924, L.935, L.938, L.940, L.994, L.999, L.1000, M.1038, V.790, V.804.

**Radiolaria** y sus localidades: H.820, H.821, H.949, L.916, L.930, M.959.

**Miliolidae** y sus localidades: A.600, 604, 621, 623, 626, 684, 685, 721, 726, 730, 737, H.801, 832, 973, 880, 893, 895, 896, 898, 923, 970, L. 757, 761, 832, 835, 836, 838, 840, 841, 913, 926, 997, M. 905, 927, 1009, V. 696, 699, 781, 795, 804, 826, 843, 919.

**Listas de fósiles de la formación San Andrés.**

Fósiles	Localidades
Ammonites	L. 787a, L. 894, V. 585, V.869
<i>Lamellaptychus rectecostatus</i> (Pet.) em. Trauth	V.826.
<i>Lamellaptychus angulocostatus</i> (Pet.) f. type	V.826, V.868
<i>Lamellaptychus angulocostatus</i> (Pet.) var <i>atlantica</i> (Henn)	A.653, V. 826
<i>Lamellaptychus seranonis</i> (Coqu.)	V. 826.

**Listas de fósiles de la formación Habana.**

Fósiles	Localidades
<i>Vaughanina</i> sp.	A. 730, 754, 773?. H.822, L. 955, 983, 985, 1003?, M.1009, 1021, 1038, 1049?, 1057, 1065. V.699, 795, 804, 826?, 841, 843?, 875, 881.,

<i>Camerina</i> sp. ( <i>¿ dickersoni</i> D. Palmer)	A.677, 678, 754. H.774, 954. L. 817, 949, 955, 983, 985, 1003. M. 914, 938, 1021, 1038, 1065. V.826.
Orbitoids	A. 673, 677?, 678, 684, 685, 773, H.822, 823, 832, 880, 893, 898, L. 887, 930, 1003, 1013, M. 1009, 1038, V. 843, 875, 881.
<i>Orbitoides apiculata</i> (Schlumb.)	M. 940.
<i>Orbitoides browni</i> (Ellis)	A.761, H. 893. L. 817, 985, 1024, 1035,. V.802, 820, 826.
<i>Omphalocyclus macropora</i> Bronn	L.758.
<i>Omphalocyclus</i> sp.	L. 955, 1013. V. 795, 804.
<i>Torreina</i> sp.	A.773. L. 930. V. 802.
<i>Lepidorbitoides</i> sp.	A. 730, 754. L.955, 985. M. 1021, 1057?, 1062?, 1065. V. 699, 804, 841, 875.
<i>Orbignya mullerriedi</i> Vermunt	L. 818.
<i>Orbignya</i> sp.	H. 774.
<i>Vaccinites macgillavryi</i> Palmer	H. 787. M.966.
<i>Vaccinites</i> sp.	H.961.
<i>Pironea</i> cf. <i>Peruviana</i> Gerth	L. 818.
<i>Barretia sparcilirata</i> Whitfield	H.774.
<i>Barretia monilifera</i> Woodward	H. 802, 870. M. 966.
<i>Barretia multilirata</i> Whitfield	H. 802, 870.
<i>Parastroma</i> cf. <i>quitarti</i> Palmer	H.787.
<i>Torreitis sanchezi</i> (Douvillé)	H. 870.
<i>Radiolarites macroplicatus</i> Whitfield	H. 787, 802. M.966.
<i>Biradiolites cubensis</i> Douvillé	H. 787, 802.
<i>Biradiolites</i> cf. <i>aquitanicus</i> Toucas	H. 870. M. 938.
<i>Biradiolites tschoppi</i> Vermunt	H. 870.
<i>Biradiolites macgillavryi</i> Vermunt	H. 802.
<i>Biradiolites</i> sp.	H. 774, 802.
<i>Biradiolites</i> sp.	H. 802.
<i>Buornonia thiadensis</i> Vermunt	H. 774. M. 938.
<i>Buornonia</i> sp.	H. 774.
<i>Durania palmeri</i> Vermunt	V. 843 a
<i>Durania</i> sp.	V. 843 a
<i>Tampsia ruttenei</i> Vermunt	H. 870.
<i>Chiapasella pausiplicata</i> Müllerried	H. 774. V.614.
<i>Chiapasella cubensis</i> Ruttene	H. 870.
<i>Chiapasella</i> sp.	H. 870.
<i>Titanosarcolithes giganteus</i> Whitfield	A. 645, 647. H. 774.
<i>Plagioptychus</i> sp.	H. 787, 870.
<i>Sphaerucaprina</i> sp.	H.787. V.614.
<i>Caprinula</i> cf. <i>annulata</i> Palmer	H. 774
<i>Caprinidae</i>	H.774. M. 940
Fragmentos de Rudistas	A. 674, 678, 740. H. 788, 823, 832, 893, 904, 905, 923, 927, 928, 954. L. 949, 955, 957, 973, 983, 985, 1003, 1013. M. 937, 1049, 1032, 1046, 1049, 1057, 1062, 1073, 1077. V. 698, 795, 802, 804, 820, 826, 841, 843, 875, 881, 894.

**Listas de fósiles del Eoceno Superior.**

Fósiles	Localidades
<i>Dictyoconus sp.</i>	H. 792, 841. L. 829, 831. V. 536, 696.
<i>Camerina petri</i> M. Rutten	L. 829, 831. M. 1028.
<i>Camerina malbertii</i> M. Rutten	M. 1028.
<i>Camerina sp.</i>	A. 602. L. 832. V. 536, 538, 696.
<i>Operculina floridensis</i> (Heilprin) Cushman	L. 831.
<i>Heterostegina antillea</i> Cushman	L. 831.
<i>Lepidocyclina pustulosa</i> H. Douvillé	L. 831. M. 1028.
<i>Lepidocyclina mortoni</i> Cushman	L. 831.
<i>Lepidocyclina meizeri</i> Vaughan	L. 831. M. 1028.
<i>Lepidocyclina marginata</i> Michelotii	M. 1028
<i>Lepidocyclina piedrasensis</i> Vaughan	M. 1028.
<i>Lepidocyclina semmesis</i> Vaughan y Cole	M. 1028.
<i>Lepidocyclina sp.</i>	H. 792. L. 827, 831, 832, 1000. V. 536, 538.
<i>Helicolepidina spiralis</i> Tobler	M. 1028.
<i>Discocyclina marginata</i> Cushman	L. 831
<i>Discocyclina cf. clarki</i> Cushman	L. 829, 831.
<i>Discocyclina sp.</i>	A. 602, 603. H. 896. L. 827, 829, 832. V. 536, 538.
<i>Discocyclina (Asterocyclina) sp.</i>	H. 896. V. 536.

**Listas de fósiles del Oligoceno.**

<i>Camerina petri</i> M. Rutten?	H. 971.
<i>Camerina sp.</i>	A. 720. V. 784.
<i>Lepidocyclina piedrasensis</i> Vaughan	H. 971.
<i>Lepidocyclina dilatata</i> Michelotii	H. 971.
<i>Lepidocyclina favosa</i> Cushman	H. 971. M. 1027.
<i>Lepidocyclina sp.</i>	A. 720. L. 941. V. 782, 783.

**Listas de fósiles del Oligomioceno.**

<i>Amphisorus matleyi</i> Vaughan	A. 600, 620, 621, 622, 623, 624, 626. A. 712. H. 762, 968. L. 757, 758, 761, 835, 836, 838, 840, 841, 913, 1008. M. 905, 927, 968, 1007, 1024. V. 776, 777, 780, 781, 919.
<i>Archaias sp.</i>	A. 624, 711. H. 762. L. 757, 761, 835, 840, 841, 1008. M. 905, 1007. V. 776, 777, 780, 781.
<i>Camerina sp.</i>	V. 776, 777.
<i>Miogypsina sp.</i>	A. 621, 623, 624, 626. H. 895. L. 757, 761, 838, 840, 841, 1008. M. 905, 1007. V. 776, 777, 780, 781.
<i>Clypeaster lanceolatus</i> Cotteau	V. 774.

Descripción sistemática:

Genus *Dictyoconus* Blanckenhorn, 1900

*Dictyoconus sp.*

Lamina, figura 8.

El test es cónico y la textura gruesa. Las cámaras del canal marginal están divididas en 2 a 4 células. La distancia entre las plataformas en la base es de 160  $\mu$  a 250  $\mu$ . Diámetro de la base, de 2.4 mm a 3.6 mm. Altura de 2 mm a 3 mm. La apariencia general de los especímenes se asemeja a la de *Dictyoconus americanus*. Sin embargo, la gran distancia entre las plataformas en la base concuerda más con *Dictyoconus fontabellensis*. Eoceno superior, Pinar del Río, Cuba. Inst. Geol. Min., Univ. Utrecht, D. 1) 14570-14577.

Genus *Camerina* Brugiére 1792

*Camerina Petri* M. Rutten

***Camerina petri* M. Rutten, 1935, Jour. Palontology, Vol. 9, pp530-531. figs 1-5 textfig. 2.**

En general, nuestros especímenes concuerdan bien con la descripción de Rutten. Se observan algunas diferencias leves; por ejemplo, un espécimen consta de 9 espiras. El número de septos en la última espira es de 32. Diámetro: 7.1 mm, grosor: 2.7 mm. Otro espécimen, aunque coincide en medidas externas con *C. petri*, difiere en las características internas, ya que las cámaras son más altas que largas, lo que lo asemeja a *C. malbertii*. Como solo se encontró un espécimen en el Oligoceno, puede considerarse que fue arrastrado desde los estratos del Eoceno. Diámetro: de 3.8 mm a 7.1 mm, grosor: de 1.8 mm a 3 mm. Eoceno superior y ¿Oligoceno?, Pinar del Río, Cuba. Hipotipos, Instituto de Geología Mineral, Universidad de Utrecht, D. 14578-14591.

*Camerina Malbertii* M. Rutten.

***Camerina malbertii* M. Rutten, 1935, Jour. Palontology, Vol. 9, pp531-532. figs 8-10 textfig. 2.**

Solo se encontró un espécimen, cuyas medidas externas lo sitúan en una posición intermedia entre *C. petri* y *C. malbertii*. Lo asigno a *C. malbertii* debido a la forma de sus cámaras, que son más altas que largas. Diámetro: 8.3 mm, grosor: 2.1 mm.

Eoceno superior, Pinar del Río, Cuba. Hipotipo, Instituto de Geología Mineral, Universidad de Utrecht, D. 14592.

*Camerina sp.*

Formas involutas, pequeñas y gruesas, encontradas en láminas de calizas del Cretácico Superior de la formación Habana. El número de espiras es de 3 a 4. Se caracterizan por un surco conspicuo. Diámetro: de 0.74 mm a 0.96 mm; grosor: de 0.44 mm a 0.63 mm. Con toda probabilidad, los especímenes pertenecen a *Camerina dickersoni*. Un estudio reciente de Voorwijk (83) demuestra que existen formas transicionales entre el material que concuerda bien con nuestros especímenes y *Camerina dickersoni*. Cretácico Superior, Pinar del Río, Cuba. Instituto de Geología Mineral, Universidad de Utrecht.

Genus Operculina d'Orbigny, 1826.  
Operculina Floridensis (Heilprin) Cushman.

Formas planas con un ombligo bajo, a veces excéntrico, sobre las primeras espiras. La superficie de este ombligo está ornamentada con gránulos y costillas. Los septos están fuertemente curvados hacia atrás, especialmente en la última espira. Las cámaras son cinco veces más altas que largas. Número de espiras: de 2.5 a 3.5. No se observan gránulos en las suturas ligeramente elevadas de la última espira, como ocurre en *O. vaughani*. Diámetro: de 3.3 mm a 7.7 mm; grosor: de 0.90 mm a 1.20 mm. Número de septos en la última espira: de 22 a 30. Eoceno superior, Pinar del Río, Cuba. Hipotipos, Instituto de Geología Mineral, Universidad de Utrecht, D. 14593-14598.

Genus Heterostegina d'Orbigny, 1826.  
Heterostegina Antillea Cushman.

*Heterostegina Antillea Cushman, 1921, U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 128-E, p. 131, pl. XX, figs. 13,14.*

Formas planas con un ombligo excéntrico sobre las primeras espiras. La superficie presenta papilas tanto en el ombligo como en las suturas. Diámetro: 8 mm; grosor: de 1.2 mm a 1.5 mm. Número de espiras: de 2u a 3. Esta especie ha sido registrada en el Oligoceno de la isla de Antigua por Cushman (25). La presencia de *Heterostegina antillea* en Pinar del Río, junto con foraminíferos típicos del Eoceno, como *Dictyoconus*, demuestra que esta especie ya existía en el Eoceno. Eoceno superior, Pinar del Río, Cuba. Hipotipos, Instituto de Geología Mineral, Universidad de Utrecht, D. 14599-14600.

Genus Amphisorus Ehrenberg, 1840.  
Amphisorus Matleyi Vaughan  
Lámina, figuras 1-3.

*Amphisorus Matleyi Vaughan, 1929, Jour. Paleontology, Vol. 3 No. 4, pp. 380-382, pl. 41, figs 1-4.*

Una forma común en el Oligomioceno de Pinar del Río, Cuba, que concuerda bien con la descripción de Vaughan. El aparato embrionario, observado en corte transversal, es bicelular y mide aproximadamente 440 µm × 180 µm. El corte horizontal corresponde al tipo "eulepidine". La cámara grande presenta una dimensión de 555 µm, mientras que la más pequeña mide 260 µm. Los poros en la banda apertural se disponen de forma alternada. Procedencia: Oligomioceno, Pinar del Río, Cuba. Hipotipos depositados en el Instituto Mineralógico-Geológico de la Universidad de Utrecht, con los números de catálogo D.14601-D.14609.

Genus orbitoides d'Orbigny, 1847.  
Orbitoides Apiculata Schlumberger

*Orbitoides apiculata Schlumberger, 1901, Soc. Géol. France, 4<sup>o</sup> série, tome premier, pp. 465, 466, pl. VII, figs. 1,4,6, pl. IX, figs. 1,4.*

La superficie está mal preservada, aunque en algunas zonas presenta una reticulación gruesa. Las cámaras embrionarias son cuadriloculares y están rodeadas por una concha gruesa. El caparazón se desarrolla de forma asimétrica, con el lado plano densamente rellenado por pilares. La capa de cámaras ecuatoriales se curva hacia el lado cónico. Esta especie guarda una estrecha semejanza con *Orbitolina browni*, aunque

*Orbitolina apiculata* es notablemente más delgada, como se evidencia al comparar las siguientes medidas con las de *O. browni*.

Diámetro mm	Grosor mm	Razón
6.8	1.1	6:1
5.7	1.1	5:1
7.2	0.9	8:1
3.8	0.6	6:1
5	0.9	5:1

Orbitoides Browni (Ellis).

*Gallowayina browni* Ellis, 1932, Am. Novitates, No. 688, pp. 1-8, 9 figs. Intex.  
*Gallowayina browni* Palmer, 1934, Jour. Paleontology, vol. 8, No. 1, pp. 68-70.  
*Orbitoides browni* Vaughan, 1934, Jour. Paleontology, vol. 8, No. 1, pp. 70-72.

Como esta forma ya ha sido suficientemente descrita en trabajos anteriores, aquí se presentan únicamente algunas medidas externas. Procedente del Cretácico Superior, Pinar del Río, Cuba. Hipotipos depositados en el Instituto Mineralógico-Geológico de la Universidad de Utrecht, con los números de catálogo D.14611-D.14627.

Diámetro mm	Grosor mm	Razón
6.9	3	2:1
5.3	2.6	2:1
5.	2.3	2:1
4.1	2.3	2:1
4.5	2.9	1.5:1
4.8	3	1.5:1

Genus Lepidocyclina Gümbel 1868.  
Lepidocyclina (Lepidocyclina) Mortoni Cushman.

*Lepidocyclina mortoni* Cushman, 1920, U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 125-D., pp. 70, 71, pl. 27, figs. 1-4. pl. 28, figs. 1,2.  
*Lepidocyclina mortoni* Gravell and Hanna, 1935, Jour. Paleontology, Vol.9, No. 4, pp.337-339, pl.31, figs. 1-11, pl. 32, figs. 1-4.

Formas planas, a veces con umbo. Superficie papilada. Cámaras ecuatoriales ojivales, excepcionalmente hexagonales planas y dispuestas en curvas que se cruzan. Diámetro de 4.8 mm a 6.8 mm, grosor de 0.90 mm a 1.20 mm, aparato embrional de 0.26 × 0.30 mm a 0.44 × 0.52 mm. Eoceno superior, Pinar del Río, Cuba. Hipotipos, Instituto de Geología y Mineralogía, Universidad de Utrecht, D. 14654-14668.

Lepidocyclina (Eulepidina) Dilatata Michelotii.  
Lámina, figuras 4, 5.

*Lepidocyclina dilatatai* Lemoine y Douvillé, 1904, Mém. Soc. Géol. France, tome 12-2, pp.12, 13, pl. I, fig. 2, pl 2, figs.8, 21, pl.3, figs. 10,15.

Formas grandes, planas y onduladas, a veces con umbón. Superficie finamente papilada. Aparato embrional del tipo "eulepidino". Cámaras ecuatoriales hexagonales dispuestas en círculos concéntricos. Pilares pequeños y numerosos. Diámetro de 7.5 mm a 11.7 mm, grosor de 1.2 mm a 2.1 mm, aparato embrional de

1.11 mm a 1.59 mm. Oligoceno, Pinar del Río, Cuba. Hipotipos, Instituto Geológico Minero, Universidad de Utrecht, D. 14728-14732.

Lepidocyclina sp.

Formas lenticulares gruesas. Superficie papilada a papilada gruesa. Columnas distintas. Cámaras ecuatoriales romboidales a ojivales y dispuestas en curvas que se cruzan. El aparato embrionario está demasiado mal conservado para su determinación. Se asemeja a *L. pustulosa*, sin embargo, es más grande. Diámetro de 5.7 mm a 7.5 mm, grosor de 1.7 mm a 2.4 mm. Eoceno superior, Pinar del Río, Cuba. Hipotipos, Instituto de Geología Mineral, Universidad de Utrecht, D. 14734–14743.

Genus Helicolepidina Tobler, 1922.

Helicolepidina Spiralis (Tobler).

*Lepidocyclina (Helicolepidina) spiralis* Tobler, 1922, *Eclogae. Geol. Helv.*, Vol. 17, No. 3, pp. 380-384.

*Lepidocyclina spiralis*, Barker, 1934, *Jour. Paleontology*, Vol. 8, No. 3, pp.345, 346, textfigs. 1a, 1c, pl. 47, figs. 1-4.

Solo se encontraron dos especímenes, ambos megalosféricos. La superficie del caparazón es groseramente poligonal con pequeñas papilas. Sin reborde. La estructura interna concuerda con la descripción de Tobler. Diámetro de 5 mm y 5.3 mm, grosor de 1.8 mm y 2.4 mm. Diámetro de la cámara embrionaria inicial: 150  $\mu$ . Eoceno superior, Pinar del Río, Cuba. Hipotipos, Instituto de Geología Mineral, Universidad de Utrecht, D. 14752–14753.

Genus Discocyclina Gumbel, 1868.

Discocyclina (Discocyclina) Marginata (Cushman)

Lámina, figuras 7, 8.

*Orthopragmina marginata* Cushman, 1919, *Carnegie Inst. Wash. Pub.* 291, p.56, pl. 1, fig. 2, fig. 4.

Formas lenticulares gruesas con un amplio reborde, el cual se engrosa cerca de la periferia. La superficie es lisa, pero el extremo distal de las columnas es distintivo, en parte por la coloración diferente, lo que le da una apariencia papilada. El diámetro radial de las cámaras ecuatoriales es tres veces mayor que el tangencial y mide aproximadamente 65  $\mu$  cerca de la periferia. Las cámaras laterales son muy pequeñas. Las columnas son distintivas, especialmente en la región central; miden entre 75  $\mu$  y 110  $\mu$ . Aparato embrionario: una cámara grande que rodea a una pequeña. La mayor mide de 0.41 mm a 0.59 mm. Diámetro de 5.4 mm a 9.3 mm, grosor de 2.7 mm a 3.6 mm. Eoceno superior, Pinar del Río, Cuba. Hipotipos, Instituto de Geología Mineral, Universidad de Utrecht, D. 14754–14702.

Discocyclina (Discocyclina) cf. clarki (Cushman)

*Orthopragmina clarki*, Cushman, 1920, *U.S. Geol. Survey, Prof. Paper*, No. 125-D, pp.41, 42, pl.7, figs. 5, 6.

Formas planas con umbo. Superficie papilada. Longitud radial de las cámaras ecuatoriales a 2 mm del centro: de 74  $\mu$  a 130  $\mu$ . Las cámaras más grandes en la periferia miden 185  $\mu$ . Aparato embrionario del tipo "nephrolepidine", con dimensiones de 0.110 mm  $\times$  0.150 mm hasta 0.330 mm  $\times$  0.37 mm. Diámetro de 4.1 mm a 10.2 mm, grosor de 0.90 mm a 1.80 mm. Eoceno superior, Pinar del Río, Cuba. Hipotipos, Instituto de Geología Mineral, Universidad de Utrecht, D. 14764–14771.

Discocyclina (Discocyclina) sp.

Forma lenticular del caparazón. Superficie erosionada. Longitud radial de las cámaras ecuatoriales a 2 mm del centro: de 40  $\mu$  a 55  $\mu$ ; en la periferia: 75  $\mu$ . Diámetro de 5.1 mm, grosor de 1.8 mm. El aparato

embrionario consiste en una cámara grande que rodea a una más pequeña. Diámetro de la cámara mayor: 0.26 mm. Eoceno superior, Pinar del Río, Cuba. Hipotipo, Instituto de Geología Mineral, Universidad de Utrecht, D. 14774.

Genus Clypeaster Lamarck 1801.

Clypeaster Lanceolatus Cotteau.

Lámina, figura 9

*Clypeaster lanceolatus*, Cotteau, Cotteau Bol. Com. Mapa Geol. España vol. 22, p. 39, plate 9, figs. 1-3.

Este espécimen fue encontrado en V. 774 al noreste de San Cristóbal. El caparazón mide 75 mm de largo, 63 mm de ancho y aproximadamente 20 mm de alto, y está bastante bien conservado. El disco apical está ligeramente roto, aunque se distinguen claramente dos poros genitales. Las áreas poríferas son estrechas, ligeramente deprimidas, terminando en un punto cerrado; cada una de las placas presenta de 4 a 5 tubérculos. Los cinco surcos ambulacrales no son visibles debido a que están demasiado cubiertos de piedra caliza. Cotteau describe su tipo como del Mioceno, Matanzas, Cuba; Lambert hace lo mismo con su especie de Antigua. Según Jackson, quien estudió especímenes de Panamá (EE.UU.) y La Habana, Cuba, deberían datarse como del Oligoceno.

Genus Antillaster Lambert 1920.

Antillaster Arnoldi Clark.

*Antillaster arnoldi* Clark, *memoirs of the Museum of Comp. Zoology at Harvard College* Vol. L., No. 1, page. 15, fig. 3 and plate 16, 17.

Este espécimen mide 70 mm de altura; la longitud y el ancho son algo dudosos debido a que el ejemplar está comprimido en uno de sus lados. El sistema apical está defectuoso porque el caparazón está roto en varias partes, aunque corresponde plenamente con la descripción de H. L. Clark. Fue hallado de forma aislada en V. 699 al noreste de Consolación del Sur, en una zona donde aflora la Formación Habana del Cretácico superior. Sin embargo, podría haberse derivado fácilmente de los estratos adyacentes del Terciario inferior.

## Chapter V. GEOLOGÍA ECONOMICA.

En las calizas con Aptychi del norte de Santa Clara, Rutten (64) menciona la presencia de rezumaderos de petróleo. El equivalente de estos estratos en Pinar del Río corresponde a las partes más jóvenes de la Formación San Andrés. En las calizas de esta formación también encontramos rastros de petróleo, mientras que a menudo se percibe un fuerte olor bituminoso en las fracturas frescas. Debido a la intensa actividad orogénica a la que estuvieron expuestas estas calizas portadoras de petróleo, no se observa en ellas acumulación alguna. Los planos de cabalgamiento existentes no parecen reunir las condiciones necesarias para una acumulación económica.

En varios lugares, por ejemplo en Cacarajícara, al suroeste de Bahía Honda, y en la localidad V. 804 (Mina Mariel), al noreste de Cayajabos, se explota asfalto. El asfalto se encuentra concentrado a lo largo de fallas en la Formación Habana y en los estratos del Terciario inferior. Con toda probabilidad, el asfalto procede de las calizas petrolíferas de la Formación San Andrés.

En la provincia de Pinar del Río se encuentran numerosos yacimientos minerales. Una importante mina de cobre se halla en Matahambre. No podemos proponer una teoría sobre el origen de este yacimiento. El mineral de calcopirita se explota hasta una profundidad de 700 m. Las rocas adyacentes a los cuerpos mineralizados resultaron consistir en una roca cuarcítica indistinguible de las cuarcitas de la Formación San Andrés, en la cual está situada la mina. Los niveles en que aparecen los cuerpos mineralizados redondeados

cortan los estratos oblicuamente. El nivel principal se orienta N 42° E., con buzamiento de 45 grados hacia el oeste, y se reconoce una gran falla transversal. La administración de la mina de Matahambre entregó a un miembro de nuestra expedición un informe privado para su consulta, en el que L. C. Graton, de Harvard, se vale de la existencia de cubanita y posiblemente pirrotina para demostrar el origen hipotermal de los minerales de cobre. En la literatura más antigua encontramos algunas referencias a la mina de Matahambre y cierta información sobre yacimientos hoy en día poco importantes. Estos se mencionarán en el capítulo sobre Literatura Previa.

#### Chapter VI. RUTAS LEVANTADAS.

En este capítulo se describen en detalle diversos itinerarios a través de la parte oriental de la provincia de Pinar del Río. No se incluyen itinerarios por la parte occidental, ya que la formación San Andrés, de carácter bastante monótono, no aporta detalles geológicos adicionales a los ya tratados en el capítulo II. Los distintos puntos de hallazgo de la formación Habana del Cretácico Superior en estas zonas occidentales también han sido, en parte, mencionados previamente.

##### 1. Caimito – Norte de Guanajay.

A aproximadamente un kilómetro al oeste de Caimito, sobre la Carretera Central, se toma rumbo norte. Se atraviesa una zona compuesta por calizas porosas de color blanco a gris. En la localidad L.999, estas calizas contienen *Lithothamnium*, *Globigerinas* y otros pequeños foraminíferos no identificables. Al norte de este punto se encuentran calizas y margas de edad Eocena; las calizas contienen *Lepidocyclina* y *Discocyclina*. Cerca de la localidad L.1002 se observan serpentinas mal expuestas, seguidas por una caliza brechosa gris oscura de edad Maestrichtiana. Una lámina delgada de esta brecha muestra fragmentos de rudistas y una posible *Vaughanina* (localidad L.1003). La carretera atraviesa una segunda zona de serpentinas y afloramientos de calizas azuladas oscuras que recuerdan a las de la formación San Andrés. No se dispone de evidencia paleontológica que permita establecer con precisión la edad de estas últimas calizas.

Al girar hacia el sur, se vuelve a ingresar en la región de calizas blancas, margas y areniscas calcáreas de edad Cretácico Superior o Terciario Inferior. En la localidad L.1004 se recolectó un gran fragmento suelto de un rudista (*Parastroma*). El lado derecho de la carretera está cubierto por grandes bloques de caliza azulada, lo que indica la proximidad del límite con la formación San Andrés. Hacia el oeste se accede a esta formación, que en esta zona consiste en lutitas fuertemente plegadas con intercalaciones de calizas gris-azuladas.

Desde la localidad L.1005 hasta la L.939, los sedimentos del Cretácico Superior–Terciario Inferior están bien expuestos. La dirección de los buzamientos en estos sedimentos varía considerablemente. Las inclinaciones van desde horizontales en las calizas oligocénicas de la localidad L.941—que contienen *Lepidocyclina* de tipo eulepidino—hasta 80 grados en otras calizas.

En la Carretera Central, a medio camino entre Caimito y Guanajay (localidad H.971), se recolectaron foraminíferos de edad oligocénica: *Lepidocyclina favosa*, *Lepidocyclina dilatata*, *Lepidocyclina piedrasensis* y *Camerina petri*. Un levantamiento en la Loma Anafe, al norte de esta localidad, no produjo foraminíferos que permitieran establecer su edad. Estas colinas están compuestas principalmente por calizas blancas, desarrolladas en forma de “dientes de perro”.

En la localidad A.712, una lámina delgada de caliza blanca contiene *Amphisorus matleyi*, lo que indica una cobertura oligomiocénica reciente. Sin embargo, al sur de esta localidad se observan inclinaciones de 20°–30° en las calizas, lo que sugiere una edad Terciaria Inferior.

##### 2. Martín Mesa -- Mariel.

Al norte de la Carretera Guanajay–Cabañas, en el trayecto de Martín Mesa a Mariel, se encuentra un gran afloramiento de serpentina (harzburgita). En la localidad L.983 se pasa a calizas azuladas y lutitas rojas, que se atribuyen a la formación San Andrés debido a su gran semejanza con las rocas típicas de dicha unidad. No se dispone de evidencia paleontológica que confirme esta asignación. Las calizas presentan inclinaciones predominantes de 50°–60° hacia el sur.

Plegadas o intercaladas en estas calizas se encuentran areniscas calcáreas de edad maestrichtiana, que contienen material porfírico y fragmentos de rudistas. Aproximadamente 150 metros al norte de este afloramiento se observa un anticlinal en las calizas de la formación San Andrés; la parte norte del anticlinal está cubierta por una brecha de caliza gris-azulada de edad Cretácico Superior (localidad L.985), que contiene fragmentos de rudistas, Orbitoides y Vaughanina. Esta misma brecha de caliza fue observada en otras dos localidades al norte de L.985, intercalada en capas de calizas verde-azuladas, calizas grises, calizas azuladas cortadas por venillas de calcita y lutitas de la formación San Andrés.

Un afloramiento de serpentina se encuentra en la localidad L.988. A 400 metros al norte de L.989, en el límite septentrional de la formación San Andrés, se halla una lutita arenosa silíceo. A partir de allí se entra en una zona cubierta por tierra gris sin afloramientos visibles, hasta la localidad L.990, donde aparecen las calizas cavernosas del Oligomioceno, que continúan hasta llegar a Mariel.

##### 3. Bahía Honda hacia el Sur

El poblado de Bahía Honda se encuentra situado sobre la Serie de Tobas. En el punto donde el camino hacia El Rosario se desvía de la calle principal, se observa un afloramiento de diabasa fuertemente meteorizada. Al sur, en la localidad M.1034, aparecen pequeños diques de naturaleza gabroide. En la localidad M.1037 se encuentra un parche de serpentina.

A continuación, se atraviesa un sinclinal abrupto compuesto por areniscas calcáreas gris-blancas, finamente conglomeráticas (facies oriental de los niveles Habana), que en la localidad M.1038 contienen Vaughanina, Orbitoides, pequeños ejemplares de Camerina y material diorítico. Esta unidad está bordeada por una zona de serpentina y rocas gabroides, que podrían extenderse hacia el este y el oeste formando un sill de gran tamaño, paralelo al rumbo general de la Serie de Tobas.

Esta última está compuesta por Tobas parcialmente silíceos y nítricos, cherts delgados, porfiritas, lutitas y calizas gris-azuladas. Las capas muestran una inclinación constante hacia el norte, que varía entre 40° y vertical.

En las localidades M.1046 y M.1049 se observan afloramientos de calizas brechosas y areniscas calcáreas conglomeráticas de color gris-azulado oscuro (facies montañosa de los niveles Habana). Estas rocas contienen fragmentos redondeados de porfiritas, matriz porfírica, material diorítico y otros clastos redondeados de filitas y cuarcitas, siendo el componente principal los fragmentos de calizas gris-azul oscuro. Ambas localidades presentan restos de rudistas, Orbitoides y probablemente Vaughanina, lo que indica una edad Cretácico Superior. Estas capas, en las que no es posible medir el rumbo ni el buzamiento, se consideran intercaladas dentro de la Serie de Tobas más antigua, como resultado de fases orogénicas posteriores al Maestrichtiano.

A aproximadamente ½ km al sur de la localidad M.1049, ya no se encuentran rocas tufáceas. Se ingresa entonces en las partes más jóvenes de la formación San Andrés, compuestas por calizas gris-azuladas delgadas y compactas, lutitas, cherts, areniscas y areniscas cuarzosas; todas las capas presentan un buzamiento constante hacia el norte. Estas areniscas o cuarcitas intercaladas muestran una gran semejanza con las rocas encontradas al oeste de San Diego de los Baños, en las partes probablemente más antiguas de la formación San Andrés.

En la localidad V.868, una delgada capa de arenisca está intercalada en calizas gris-azuladas que contienen ammonites y Aptichi de edad Cretácico Inferior. En las localidades V.858 y V.873 se exponen pequeñas franjas de serpentina. Se han identificado tres afloramientos de rocas del Cretácico Superior en esta parte de la formación San Andrés. El punto de hallazgo, a aproximadamente ½ km al sur de la localidad M.1050, consiste en una brecha de caliza bituminosa azul oscura que contiene fragmentos de rudistas, Orbitoides y matriz porfírica. La presencia de gas H<sub>2</sub>S en esta localidad sugiere la existencia de una falla o cabalgamiento. En la localidad V.863 se encuentra un conglomerado grueso con cantos rodados de origen tufáceo, posiblemente diabásico. Al sur del afloramiento de serpentina en la localidad V.873, se vuelve a encontrar la brecha de caliza bituminosa (localidad V.875), que contiene fragmentos de rudistas y Orbitoides, fragmentos de caliza con miliólidos y cuarzo claro.

Los afloramientos de los niveles Habana en facies montañosa dentro de la formación San Andrés son pliegues o, más probablemente, cuñas tectónicas. Las serpentinas que se encuentran frecuentemente cerca de los niveles Habana actuaron como “facilitadores de deslizamiento”, siendo los contactos en estos casos de naturaleza tectónica.

#### 4. San Cristóbal hacia el norte.

Se atraviesa la zona del Oligomioceno, donde varios afloramientos de calizas blancas cavernosas presentan la fauna típica de estos niveles (localidades M.1007 y H.895), incluyendo *Miogypsina*, *Archaias* y *Amphisorus matleyi*. En la localidad H.896 se encuentran calizas blancas compactas de edad Eoceno Superior, en las que se identifican en láminas delgadas *Asterocyclina*, *Discocyclina*, *miliólidos* y *Operculina*. Al pie de la Sierra de los Órganos se hallan bloques sueltos de una brecha de caliza grisácea, que contienen fragmentos de rudistas, Orbitoides recristalizados, fragmentos de calizas gris-azuladas, fragmentos redondeados de una caliza suboolítica y un fragmento de filita. Suponiendo que estos bloques no han sido transportados, en este punto (localidad M.1009) se encuentra la misma facies montañosa de los niveles Habana que aparece en los cabalgamientos de las formaciones más antiguas. Se trata de depósitos en aguas someras, cuyos elementos principales (calizas azuladas) provienen de los alrededores adyacentes, solo parcialmente emergidos.

En la localidad M.1010 se ingresa en la formación San Andrés, que consiste en lutitas calcáreas y calizas gris-azuladas fuertemente plegadas, con buzamientos que varían entre 40° hacia el norte y verticales.

En la localidad M.1013 se encuentra una roca de diabasa muy gruesa que contiene inclusiones de mármol. Se interpreta que esta roca está relacionada con la Serie de Tobas, irrumpiendo a través de la formación San Andrés más antigua. Aproximadamente 2 km al oeste de la localidad M.1013 se han encontrado ejemplares de *Aptichi*, lo que indica una edad Cretácico Inferior para estas partes de la formación San Andrés.

Cerca de la localidad A.760, las calizas y cherts de la formación San Andrés alternan con capas de la formación Habana, que en esta zona consisten en una brecha de caliza azulada con presencia de *Orbitoides browni*. En la localidad A.763 se observan calizas alternando con areniscas, correspondientes a la facies Cayetano; los estratos presentan un buzamiento general hacia el norte.

Al norte de la localidad A.766 se encuentra un afloramiento de roca serpentínica que se extiende por aproximadamente 600 metros. En esta zona se muestrearon rocas de naturaleza espilitica-diabásica, cuya génesis resulta difícil de explicar. Se presume que el magma peridotítico siguió el mismo trayecto que un magma anterior vinculado a la Serie de Tobas, cuyos relictos se encuentran actualmente como inclusiones en la serpentina.

En la localidad A.770 se recolectaron muestras de gabro-diabasa y roca anfibolítica dentro de una zona de calizas fuertemente plegadas, con buzamientos tanto hacia el norte como hacia el sur. En la localidad A.771 aparece una brecha de caliza de edad Cretácico Superior incierta, que contiene fragmentos de caliza suboolítica, entre otros.

Al norte de este afloramiento, la roca serpentínica irrumpió a través de las areniscas de la facies Cayetano, con inclusiones de roca porfírica, roca clorítica y anfibolitas de gran tamaño (la mayor de aproximadamente 1 m<sup>3</sup>). La roca clorítica y las anfibolitas no se consideran productos alterados de la Serie de Tobas, ya que no se observan signos de metamorfismo en los contactos entre el magma peridotítico y dicha serie. Por ello, se prefiere clasificar estas rocas como de “origen desconocido”.

Al norte de la zona de serpentina reaparecen los niveles Habana; la brecha de caliza contiene fragmentos de rudistas, *Orbitoides* y *Torreina*, lo que indica una edad maestrichtiana. En la localidad A.775 se encuentran lutitas calcáreas y una brecha de chert, que se atribuyen a la formación San Andrés.

#### 5. Artemisa-Cayajabos-Cabañas.

Desde Artemisa, la carretera atraviesa una región de relieve plano. Los afloramientos son escasos y el terreno está cubierto por un suelo rojo. Pasando la localidad L.923 afloran las calizas “Güines”, correspondientes al Oligomioceno. Al sur del poblado de Cayajabos (localidad L.931) se observa un afloramiento de calizas amarillas cristalinas que contienen Orbitoides recristalizados, aunque en estado demasiado alterado para su determinación precisa.

En la calle principal del pueblo se exponen bien cherts fuertemente plegados, con estratos que buzaban tanto hacia el sur como hacia el norte. A 400 metros al norte del último afloramiento de chert se encuentra una exposición de diabasa gruesa y meteorizada. Se considera que tanto la diabasa como los cherts pertenecen a la Serie de Tubas. Sin embargo, la conexión entre esta área de la Serie de Tubas y los niveles de tubas situados en dirección noroeste no está claramente establecida.

La carretera atraviesa luego una extensa zona compuesta por brechas de caliza, conglomerados, margas blancas y amarillas, y areniscas calcáreas. No se han encontrado fósiles que permitan establecer con precisión la edad de estos estratos; sin embargo, por su aspecto general, puede asumirse con razonable seguridad que corresponden al Cretácico Superior o al Terciario Inferior.

En la localidad H.886 se ingresa en la Serie de Tubas, compuesta en esta zona por porfiritas y tubas vítreas, seguidos por capas fuertemente plegadas de edad Cretácico Superior o Eo-Oligoceno. Las capas tufáceas al sur de San Juan Bautista están mal expuestas a lo largo de la carretera, aunque aproximadamente un kilómetro al oeste se encuentran evidencias claras de su presencia.

En la localidad H.890a aparecen areniscas conglomeráticas que contienen Orbitoides y miliólidos mal preservados, junto con fragmentos de material diorítico y porfírico. Estas rocas forman parte de los estratos del Cretácico Superior al Terciario Inferior, que incluyen además cretas blancas y areniscas calcáreas pardas. Las capas están suavemente plegadas, con rumbo general en dirección este-oeste. Esta secuencia continúa hasta alcanzar la localidad de Cabañas.

#### 6. Bahía Honda-Sabanilla-Lima.

Al salir del poblado de Bahía Honda en dirección oeste, se observan afloramientos de rocas tufáceas fuertemente meteorizadas a lo largo de la carretera. Al suroeste del pueblo, las colinas están compuestas por margas blancas correspondientes a los estratos del Cretácico Superior o del Terciario Inferior.

En la localidad V.836 se ingresa en una zona de serpentina que contiene una gran inclusión de roca diabásica en la localidad V.837. Las colinas bajas de serpentina continúan al norte de la carretera en dirección este-oeste. Estas colinas están bordeadas por el norte por arcillas negras y areniscas conglomeráticas (localidad V.841), que contienen fósiles maestrichtianos como *Vaughanina cubensis*, *Asterorbis* y fragmentos de rudistas. Las areniscas presentan un buzamiento hacia el sur, por debajo de la serpentina.

Este es el único caso documentado de presencia de serpentina dentro de los estratos del Cretácico Superior o Terciario Inferior en la provincia de Pinar del Río. En el flanco sur se atraviesan nuevamente los mismos niveles transgresivos, hasta alcanzar un afloramiento de serpentina al sur de la localidad H.954.

Se ingresa luego en la Serie de Tubas, a la cual se atribuye una zona de cherts que se extiende desde la localidad H.951 hasta la H.948, con buzamiento general hacia el norte y algunas intercalaciones de lentes de caliza. En diversas localidades (H.933, H.934, H.935, H.936 y H.943) se han recolectado rocas de naturaleza tufácea, incluyendo diabasas, porfiritas y porfiritas vítreas. También son frecuentes los afloramientos de lutitas en esta área. En la localidad H.942 se encuentra una antigua mina de cobre abandonada (Mendieta). Al sur de la localidad H.933 se ingresa en las partes más jóvenes de la formación San Andrés, donde ya no se encuentran rocas tufáceas. Los estratos están compuestos por calizas gris-azuladas, lutitas amarillas o violetas, areniscas y cherts.

En las cercanías de Cacarajicara se observan numerosos afloramientos de calizas conglomeráticas azuladas y areniscas calcáreas de edad Cretácico Superior (localidades H.904, H.906, H.923 y H.932). No es posible medir el rumbo ni el buzamiento, como suele ocurrir en los niveles Habana de facies montañosa.

Una falla con presencia de asfalto se extiende en dirección norte-sur. Al sur se encuentran dos brechas de caliza portadoras de Orbitoides, en las localidades A.684 y A.685. Todos los estratos de brecha de caliza del Cretácico Superior se consideran intercalados tectónicamente dentro de la formación San Andrés.

Al sur de la localidad A.685, la presencia de arenas rojas y amarillas indica una frecuente intercalación de areniscas correspondientes a la facies Cayetano dentro de la formación San Andrés. Al norte de Sabanilla se encuentran grandes bloques de serpentina (localidad A.686).

Los estratos al sur de Sabanilla, compuestos principalmente por calizas, continúan con buzamiento hacia el norte hasta alcanzar la localidad A.658, al sur de la cual las capas buzan hacia el sur. En la localidad A.658 se encuentra una cuarcita intercalada en las calizas, cuya litología no se distingue de las cuarcitas observadas al oeste de San Diego de los Baños.

En las localidades A.656 y A.654 se observa una brecha de chert y caliza que contiene organismos mal preservados. Por su aspecto general, se considera que estos niveles corresponden al Cretácico Superior. En la localidad A.653 se han identificado Aptichi, lo que establece una edad Cretácico Inferior para esta parte de la formación San Andrés (Trauth, 1979).

Un afloramiento dudoso de serpentina se encuentra en la localidad A.651; a partir de allí se abandona la región montañosa. El suelo rojo está cubierto por bloques de caliza gris y fragmentos de chert derivados de la formación San Andrés. Cerca de la localidad L.842, un conglomerado contiene cantos rodados de porfirita, y se le atribuye una edad correspondiente al Cretácico Superior o al Terciario Inferior.

En las localidades L.841 y L.839 afloran calizas del Oligomioceno, que presentan su fauna típica: *Amphisorus matleyi*, *Archaias*, *Miogypsina* y *miliólidos*.

#### Chapter VII. LITERATURA PREVIA.

Existen numerosas publicaciones dedicadas al estudio de los problemas geológicos, yacimientos minerales y aspectos paleontológicos relacionados con la provincia de Pinar del Río. Gran parte de estos trabajos no estuvieron disponibles para nosotros, ya que no se encuentran en ninguna biblioteca en los Países Bajos. Sin embargo, el profesor Rutten nos facilitó sus notas bibliográficas sobre la geología de Cuba, lo que nos permitió elaborar breves resúmenes de aquellas secciones de las publicaciones que resultan de interés para el estudio geológico de Pinar del Río.

En 1884, Castro (14) menciona la presencia de calizas oscuras de edad Jurásica, aflorando desde Guane hasta el suroeste de Guanajay. Propone la hipótesis de que los conglomerados calcáreos encontrados al oeste de la ciudad de Pinar del Río y en una pequeña zona al sur de San Diego de los Baños podrían ser de edad Cretácica, basándose en la posible presencia de rudistas. Ese mismo año, Castro junto con Salterain y

Legarra publicó un mapa geológico en el que se indican formaciones Paleozoicas, Mesozoicas y Terciarias en la provincia de Pinar del Río. Además del "Cuaternario", el mapa señala la presencia de rocas ígneas como granito, serpentina y basalto.

También en 1884, Salterain y Legarra (65) registran un terremoto ocurrido los días 22 y 23 de enero de 1880 en las localidades de San Cristóbal y Candelaria.

En 1909, De la Torre (76) informa sobre la presencia de ammonites en las cercanías de Viñales, y en publicaciones posteriores de ese mismo año (77) y en 1910 (78), establece la edad jurásica de dicha fauna.

En 1908, Catlett (15) describe lutitas y pizarras "cambricas" situadas a 25 millas al oeste de la ciudad de Pinar del Río. Esta formación se encuentra plegada e inyectada por vetas de cuarzo. En el eje de los anticlinales se halla mineral de hierro, específicamente hematita, en la que se observan cristales de barita.

En 1916, Ortega (55) menciona la presencia de calizas jurásico-cretácicas, intruidas y cubiertas por rocas eruptivas básicas, sobre las cuales se depositan nuevamente calizas, lutitas y areniscas. El mineral de cobre de la mina de Matahambre se considera vinculado a la serpentina. Se propone que el mineral se habría formado por desagregación de la roca serpentínica, mediante la circulación de aguas portadoras de metales.

En 1917, se publican correcciones al mapa de Castro y Salterain y Legarra (Anónimo 4). En dichas correcciones, se representa erróneamente una extensa zona de serpentina al norte de Viñales. También se dibuja una gran franja de roca serpentínica que se extiende desde San Diego de los Baños hasta el norte de la ciudad de Pinar del Río. Las modificaciones introducidas en el mapa se consideran negativas.

Otra publicación de 1917 (Anónimo 5) trata sobre los resultados de perforaciones petroleras. En Morillo, al sureste de Bahía Honda, se perforó un pozo hasta una profundidad de 1841 pies, atravesando prácticamente solo roca serpentínica. Se encontraron trazas de petróleo y gas. El pozo San Felipe, ubicado a 1.5 millas al suroeste de La Esperanza, también atravesó serpentinas hasta los 1391 pies, sin hallazgos de gas ni petróleo. A aproximadamente una milla de la mina Mariel se perforó otro pozo hasta los 1850 pies, donde solo se encontró una pequeña cantidad de asfalto líquido.

En La Esperanza, la compañía Medina Oil perforó un pozo completamente en calizas. En ese mismo año, Gaston (33) informa la presencia de gas y asfalto en un pozo de la mina "Santa María", ubicada en la costa norte de Pinar del Río, cerca de Puerto Esperanza. La profundidad de este pozo fue de aproximadamente 1600 pies.

Hayes et al. (38) republicaron el mapa de Castro y Salterain y Legarra, acompañado de un estudio geológico de Cuba. En dicho trabajo, una gran parte de la Sierra de los Órganos sigue siendo considerada como de edad Paleozoica. Reconocen la presencia de calizas jurásicas en Viñales. En el norte de la provincia de Pinar del Río se sugiere la posible ocurrencia de estratos del Eoceno. Asimismo, se reporta la presencia de depósitos del Oligoceno Superior a 6 km al norte de la ciudad de Pinar del Río y en Consolación del Sur. No se menciona la evidencia paleontológica que sustenta estas afirmaciones. Según los autores, el Mioceno y el Plioceno probablemente están ausentes en la región.

En 1918, MacCormick (47, 48) y Corral (19) aportan detalles, en parte técnicos, sobre la mina Matahambre. Al tratar las minas "La Niña" y "Mina Concepción", Corral (20) describe la presencia de serpentina entre La Palma y Las Pozas, interpretándola como la facies marginal de un granito hipotético.

En dos publicaciones, Brow y O'Connell (11, 12) abordan el estudio de los ammonites y los estratos de los que fueron recolectados. En la última de estas publicaciones se presentan secciones geológicas a través de la Sierra de los Órganos. Estas secciones se extienden hacia el norte desde las localidades de Candelaria, San Cristóbal, San Diego de los Baños y Viñales. Una sección desde Candelaria o San Cristóbal hacia el norte atraviesa primero depósitos recientes o pleistocénicos en la llanura, luego niveles del Mioceno y Oligoceno, seguidos por gruesas calizas del Cretácico y finalmente por estratos jurásicos, que constituyen las regiones montañosas (véase discusión completa en el texto).

En 1919/1920, Burchard (13) menciona la presencia de mineral de manganeso en las cercanías de Viñales y Mendoza. En 1920, Brown (10) redactó un informe privado que ha sido citado ocasionalmente en la literatura especializada. Según declaraciones del propio Sr. Brown, dicho informe nunca fue publicado oficialmente.

En 1920, Suárez-Murías (72) informa sobre la presencia de formaciones jurásicas y rocas eruptivas básicas más jóvenes en la provincia de Pinar del Río. Estas rocas básicas incluyen serpentina, diorita y andesita, y contienen sedimentos como xenolitos. Se mencionan minerales de cobre magmáticos de escasa importancia, así como minerales lateríticos en las zonas serpentínicas.

En 1923, Allende (2) describe seis zonas que corren paralelas al eje anticlinal de las montañas, en las cuales se encuentran diversos minerales. Se reportan peridotitas portadoras de sulfuros de hierro y cobre en Sábalo, en el valle de San Juan y Martínez, Valle y Realengo de Lagunillas, Río Hondo, entre otros. Una formación "plumbo-barítica" se identifica entre Bolondrón e Isabel María. Minerales de hierro y manganeso se encuentran entre Mendoza y Consolación del Norte (La Palma), mientras que sulfuros de Cu, Fe y Pb se localizan entre Matahambre y Malas Aguas.

En 1928, el mismo autor (2a) menciona diversas localidades de la provincia de Pinar del Río donde se han encontrado indicios de petróleo o asfalto. Entre ellas se destacan: Arroyo de Mantua y el tramo entre este lugar y Dimas; cerca de Puerto Esperanza, en Las Playuelas; una mina de asfalto denominada "El Murillo" en las cercanías de La Mulata; presencia de asfalto en Cacarajicara; trazas de petróleo cerca de Asiento de Echevarría (lutitas cretácicas), en la Loma de Rangel y en las colinas de San Cristóbal y Candelaria, así como a lo largo del río San Cristóbal. También se reporta petróleo en la finca Covadonga, cerca de San Juan y Martínez, y una mina de asfalto en Mariel.

En 1929, Allende (3) presenta un mapa geológico de los alrededores de Martín Mesa, en el que se indican zonas de serpentina, calizas jurásicas y formaciones terciarias correspondientes al Mioceno Inferior.

En 1923, Cayado (16) proporciona información sobre las minas "Las Mercedes" y "María Cristina", ambas ubicadas en las cercanías de Guane. En la primera se explotaba mineral de cobre, mientras que en la segunda se extraía mineral de manganeso.

En 1924, Wright y Sweet (85) analizan la mina de asfalto "Marie!". Se estima que el asfalto proviene de la reducción de entre 20 y 30 millones de barriles de petróleo primario. Se considera que dicho petróleo se originó en las calizas jurásicas. En 1932, Whitney Lewis (44) publica un estudio sobre la geología de Cuba junto con un mapa geológico. Al comparar dicho mapa con el nuestro, se observan diferencias esenciales, demasiado numerosas para ser discutidas en esta sección.

Respecto a las calizas de Viñales, Lewis considera que estas reposan de manera discordante sobre los esquistos de Pinar. Se reporta la presencia de niveles cretácicos en las cercanías de Mariel, Cabañas y Bahía Honda. En otra publicación del mismo autor en ese mismo año (46), se aborda la edad de los Aptychi encontrados en las calizas, los cuales se suponen de edad jurásica.

En 1934, Weisbord (84) describe equinoideos recolectados en el trayecto entre San Diego de los Baños y Paso Real. Menciona la presencia de depósitos del Eoceno Superior en el corazón de la Sierra de los Órganos, según comunicación personal de W. H. Butt.

En 1935, Schuchert (70) publica un extenso estudio titulado Historical Geology of the Antillean-Caribbean Region, en el que Cuba es tratada en detalle y se reproduce el mapa geológico de Lewis (44).

Ese mismo año, Dickerson y Butt (30) abordan los problemas del "Jurásico Cubano", trabajo que ha sido discutido ampliamente en nuestro texto.

Las publicaciones de L. Rutten (60, 61, 62), M. Rutten (63, 64) y Thiadens (73, 74) se basan en evidencia recolectada durante nuestra expedición de 1933.

## BIBLIOGRAFÍA.

- (1) **Adán de Yarza, Ramón**, 1895: Rocas hipogénicas de La Isla de Cuba. *Bol. Com. Mapa Geol. España, XX, (1893) 1895, pp. 71-88. Lam. I-IV.*
- (2) **Allende, Roque**, 1923: Yacimientos minerales de Pinar del Río. *Bol. de Minas, Habana, 7, 1923, pp. 68-77. 8, 1925, pp. 45-50.*
- (2a) **Allende, Roque**, 1928: Yacimientos Minerales de la Republica de Cuba, Asfalto y Petróleo. *Bol. de Minas, Habana, 13, 153 pp.*
- (3) **Allende, Roque**, 1929: Informe relativo a los Manantiales de Martín Mesa. *Bol. de Minas, Habana, 14, pp. 31-36.*
- (4) **Anonimous**, 1917: Croquis geológico de la Provincia de Pinar del Río, basado en el croquis geológico de la Isla de Cuba por Manuel Fernández de Castro y Pedro Salterain y Legarra con las adiciones y modificaciones introducidas por la Jefatura del Distrito de Pinar del Río. *Bol. de Minas. Habana 2.*
- (5) **Anonimous**, 1917: Cuba attracting attention of big oil operators. *Oil Trade journal, 8, no. 6, June 1917, pp. 56---61.*
- (6) **Barker, R. W.**, 1934: Some notes on the genus *Helicolepidina* Tobler. *Jour. Paleontology, vol. 8, no. 3, pp. 344-351, p1. 47.*
- (7) **Bennett, H. H. and Allison, R V.**, 1928: The soils of Cuba. *Washington. Tropical Plant Research Foundation, 1928, XXIV and 410 pp. 2 maps.*
- (8) **Brodermann, J.**, 1917: El petróleo en Pinar del Río. Existencia probable de grandes yacimientos. *Fomento, I., pp. 112-115.*
- (9) **Brodermann, J.**, 1918: Los yacimientos petrolíferos al Sur de la Sierra del Rosario en la provincia Pinar del Río. *Fomento, I, pp. 192-196.*
- (10) **Brown, Barnum**, 1920: Cuba. *11 pp. 57 ill. Private report.*
- (11) **Brown, B. and O'Connell, M.**, 1919: Discovery of the Oxfordian in W. Cuba. *Bull. Geol. Soc. Amer., 30, p. 152.*
- (12) **Brown, B. and O'Connell, M.**, 1922: Correlation of the Jurassic formations of Western Cuba. *Bull. Geol. Soc. Amer., 33, pp. 639-664.*
- (13) **Burchard, Ernest, F.**, 1919/20: Manganese ore deposits in Cuba. *Trans. Am. Inst. Min. Eng., 63, pp. 51-104.*
- (14) **Castro, Manuel Fernández De**, 1884: Pruebas paleontológicas de que la Isla de Cuba ha estado unido al continente Americano y breve idea de su constitución geológica. *An. Ac. Habana, 21, pp. 146-165.*
- (15) **Catlett, Charles**. 1908: Barite associated with Iron ore in Pinar del Rio Province, Cuba. *Trans. Amer. Inst. Min. Eng. 38, pp. 358259.*
- (16) **Cayado, Enrique**, 1923: Informe del Negociado de Minas referente a los Trabajos realizados y al movimiento de asuntos mineros habido en la Republica desde el 1° de Enero hasta el 31 Diciembre del ano 1922. *Bol. de Minas, Habana, 7, pp. 3-11.*
- (17) **Cayado, Enrique**, 1925: Una visita a Matahambre. *Bol. de Minas Habana, 8, pp. 12-2 1.*
- (18) **Clark, H. L. and Arnold, B. W.**, 1927: Jamaican Fossil Echini.....*Memoirs of the Museum of Comparative Zoology, Harvard College, 50 1, 84 pp., 22 pls.*
- (19) **Corral, José, Isaac Del**, 1918: Nuestra excursión a Matahambre. *Revista de la Sociedad de Ingenieros, Habana, X, pp. 391--422, 17 lam.*
- (20) **Corral, José, Isaac Del**, 1918: Informe sobre el reconocimiento de la mina de cobre "La Nina". *Bol. de Minas, Habana, V, pp. 71---82.*
- (21) **Corral, José, Isaac Del**, 1931: *Importancia general de la Minería en Cuba. Revista de la Sociedad Geographica de Cuba, N, pp. 7-12.*
- (22) **Cotteau, M. G.**, 1897: Descripción de los Equinoideos Fósiles de la Isla de Cuba. *Bol. Com. Mapa Geol. Espana, vol. 22.*
- (23) **Cushman, J. A.**, 1919: Fossil Foraminifera from the West Indies, *Carnegie Inst., Publ. 291, pp. 23-71, 15 pls.*
- (24) **Cushman, J. A.**, 1920: The American species of *Orthophragmina* and *Lepidocyclina*. *U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 125-D. pp. 37-105, pls. VII-XXXV.*
- (25) **Cushman, J. A.**, 1921: American species of *Operculina* and *Heterostegina* and their faunal relations. *U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 128-E.*
- (26) **Cushman, J. A. and Bermudez Pedro J.**, 1936: New genera and species of Foraminifera from the Eocene of Cuba. *Contr. Cushman Lab., 12, pp. 27-38, pls. 5, 6.*
- (27) **Cushman, J. A. and Bermudez Pedro J.**, 1936: Additional new species of Foraminifera and a new genus from the Eocene of Cuba. *Contr. Cushman Lab. 12, pp. 55-63, pis. 10, 11.*
- (28) **De Golyer, E. L.**, 1918: The geology of Cuban petroleum deposits. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bul. vol. 2, pp. 133-167.*
- (29) **Díaz Manuel B.**, 1871: Análisis química de una tierra de Vuelta Abajo. *An. Acad. Sc. Habana, 8, pp. 129-130.*
- (30) **Dickerson, Roy, E. and Butt, W. H.**, 1935: Cuban Jurassic. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull. vol. 19, no. 1, pp. 116-118.*
- (31) **Ellis, B. F.**, 1932: *Gallowayina browni*, a new genus and species of orbitoid from Cuba, with notes on the American occurrence of *Omphalocyclus macropora*. *Amer. Mus. Novitates, no. 568, 8 pp., 9 figs.*
- (32) **Garrett, F. C.**, 1912: An examination of some bituminous minerals. *Jour. Soc. Chem. Ind. XXXI, pp. 314-317.*
- (33) **Gaston, R.**, 1917: Reseña sobre la minería en el distrito minero de Pinar del Río durante el segundo semestre de 1916. *Bol. de Minas, Habana, 3, pp. 4-14.*

- (34) **Gravell, D. W.**, 1930: The genus *Orbitoides* in America, with description of a new species from Cuba. *Jour. Amer. Pal.*, IV, pp. 268-270. pl. 22.
- (35) **Gravell, D. W.**, and **Hanna, M. A.**, 1935: Larger *Foraminifera* from the Moody's Branch marl, Jackson Eocene, of Texas, Louisiana, and Mississippi. *Jour. Paleontology*, Vol. 9, no. 4. pp. 327-340, pls. 29,32.
- (36) **Gregory, W. K.**, 1923: A Jurassic Fish Fauna from Western Cuba with an arrangement of the Families of Holostean Ganoid Fishes. *Bull. Amer. Mus. Nat. Hist.*, 48, 8, pp. 223-242.
- (37) **Hadley, Wade, H.**, 1934: Some tertiary foraminifera from the North Coast of Cuba. *Bull. Amer. Pal.*, 70 A, 40 pp., 5 pls.
- (38) **Hayes, C. M., Vaughan, T. W., Spencer, A. C.**, 1917: Informe sobre un reconocimiento geológico de Cuba. *Bol. de Minas, Habana, II*, pp. 1-63, IVY, pp. 63-132.
- (39) **Hayes, C. M., Vaughan, T. W., Spencer, A. C.**, 1918: Geology of Cuba. A reprint of the chapters on physiography and general geology from the "Report on a geological reconnaissance of Cuba 1901", Habana.
- (40) **Herrera, Manuel, A.**, 1918: Análisis de Minerales de Cuba. *Bol. de Minas, Habana, 4*, pp. 84-87.
- (41) **Jackson, R. T.**, 1922: Fossil Echini of the West Indies. *Carnegie Institution of Washington. Publ.* 306. 103 pp., 18 pl.
- (42) **Lambert, J.**, 1915: Echinides néogènes des Antilles Anglaises. *Mém. Soc. Acad. d'Agriculture, des Sciences et Belles Lettres du Département de L'Aube, Troyes*, vol. 79, pp. 17-34.
- (43) **Lemoine, P., and Douvillé, R.**, 1904: Sur le genre *Lepidocyclina* Gümbel. *Soc. Géol. France, Mén.* 32.
- (44) **Lewis, J., Whitney**, 1932: Geology of Cuba. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.* vol. 16, pp. 533-555.
- (45.) **Lewis, J., Whitney**, 1932: Occurrence of oil in igneous rocks of Cuba. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.* vol. 16, pp. 809-818.
- (46) **Lewis, J., Whitney**, 1932: Probable age of the *Aptychus* bearing formations of Cuba. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.* vol.16, pp. 943-944.
- (47) **Mac Cormick, Ford**, 1917: Minas de Matambre. *Min. and Eng. J.* 104, Sept., pp. 503-507. 7 photographs.
- (48) **Mac Cormick, Ford**, 1918: Minas de Matahambre. *Bol. de Minas, Habana, 4*, pp. 61-69.
- (49) **Montouliou, Enrique, J.**, 1926: Génesis de las corrientes subterráneas de la meseta central de Cuba. *An. Acad. Ciencias, Habana, 63*, pp. 41-71.
- (50) **O'Connell, Marjorie**, 1919: Orthogenetic development of the Costae of the *Perisphinctinae*. *Amer. Jour. Science*, (4), XLVnl, pp. 450-460.
- (51) **O'Connell, Marjorie**, 1920: Further studies on the Jurassic of Cuba. *Geol. Soc. Amer., Bull.* 31, p. 136.
- (52) **O'Connell, Marjorie**, 1920: The Jurassic ammonite fauna of Cuba. *Amer. Mus. Nat. Hist., Bull.* 42, pp. 643-6903, pl. 34-38.
- (53) **O'Connell, Marjorie**, 1921: New species of Ammonite opercula from the Mesozoic Rocks of Cuba. *Amer. Mus. Novitates*, no. 28, 15 pp.
- (54) **O'Connell, Marjorie**, 1922: Phylogeny of the Ammonite genus *Ochetocera*. *Amer. Mus. Nat. Hist., Bull.* 49, pp. 387-411.
- (55) **Ortega, P.**, 1916: Ojeada retrospectiva y reseña sobre el estado actual de la minería en Cuba. *Bol. de Minas, Habana, I*, pp. 2-29.
- (56) **Palmer, Dorothy, K**, 1934: Upper Cretaceous age of the Orbitoidal genus *Gallowayyina* Ellis. *Geol. Soc, Amer., Proc.* 1933. p. 372.
- (57) **Palmer, Dorothy, K.**, 1934: Some large *Foraminifera* from Cuba. *Soc. Cuban Hist. Nat. "Felipe Poey", Mem.* vol. VIII, no. 4, pp. 235 264, pls. 12-16.
- (58) **Palmer, Dorothy, K**, 1934: The Upper Cretaceous age of the Orbitoidal Genus *Gallowayina*. Ellis. *Jour. Paleontology*, 8, pp. 68-70,
- (59) **Palmer, R. H.**, 1934: The geology of Habana, Cuba, and vicinity. *Jour. Geol.*, vol. 42, pp. 123-145.
- (60) **Rutten, L.**, 1934: Geology of Isla de Pinos, Cuba. *Kon. Akad. Wet. Amsterdam, Proc. Vol. XXXVII*, no. 7, pp. 401-406.
- (61) **Rutten, L.**, 1933: Grondkarteerengen in Nederlandsch Oost-India en in Cuba. *De Indische "Mercur"*, 27 Sept. en 4 Oct.
- (62) **Rutten, L.**, 1933: Algunos resultados de las investigaciones geológicas de la comisión científica holandesa en Cuba. *Rev. Soc. Geogr. Cuba, Año VI, Num. 3*, pp. 47-52.
- (63) **Rutten, M. G.**, 1935: Larger *Foraminifera* of Northern Santa Clara Province, Cuba. *Jour. Paleontology*, Vol. 9, no. 6, pp. 527-547, pis. 59-62.
- (64) **Rutten, M. G.**, 1936: Geology of the Northern part of the Province Santa Clara, Cuba. *Geogr. en Geol. Med., Utrecht, Physiogr. Geol. Reeks*, no. 11.
- (65) **Salterain, Pedro y Legarra**, 1884: Ligera reseña de los temblores de tierra ocurridos en la Isla de Cuba. *An. Acad. Habana, XXI*, pp. 203-218.
- (66) **Salterain, Pedro y Legarra**, 1880 (1918): Informe geológico-minero sobre las visitas de inspección a las minas de las provincias de Pinar del Río y Habana. *Bol. de Minas, Habana, IVW*, pp. 69-76.
- (67) **Sánchez Roig, M.**, 1920: La Fauna jurásica de Viñales. *Secr. de agricultura, comercio y trabajo. Boletín especial, Habana, 61* pp. 23 pls.
- (68) **Sánchez Roig, M.**, 1928: Instituto nacional de investigaciones científicas y Museo de Historia natural.

- (69) **Schlumberger, Ch.**, 1901: Premiere note sur les Orbitoides, *Soc. Geol. France Bull., series 4, tome premier*, pp. 459-467, pls. 7-9.
- (70) **Schuchert, Ch.**, 1935: Historical geology of the Antillean-Caribbean Region. New-York.
- (71) **Schürmann, H. M. E.** 1935: Massengesteine aus Cuba. *N. Jahrb. Min. etc., Beil. Bd. 70, Abt. A*, pp. 335-355.
- (72) **Suárez Murias, E. E.**, 1920: Reconocimiento de la zona minera comprendida entre Bahía Honda y la Palma, provincia Pinar del Río. *Bol. de Minas, Habana, 6*, pp. 29-32.
- (73) **Thiadens, A. A.**, 1936: Rudistids from Southern Santa Clara, Cuba. *Kon. Akad. Wet. Amsterdam, Proc. Vol. XXXIX, no. 8*, pp. 1010-1019.
- (74) **Thiadens, A. A.**, 1937: Geology of the Southern part of the province Santa Clara, Cuba. *Geogr. en Geol. Med., Utrecht, Physiogr. Geol. Reeks*, no. 12.
- (75) **Tobler, A.**, 1922: *Helicolepidina*, ein neues subgenus von *Lepidocyclina*, *Eclogae geol. Helv.*, vol. 17, no. 3, pp. 380-384.
- (76) **Torre Carlos de La**, 1908/1909: *An. Ac. Habana, 45*, pp. 752-753. (Comunicación).
- (77) **Torre Carlos de La**, 1909: Excursión científica a Viñales. *An. Ac. Habana, 46*, pp. 99-103.
- (78) **Torre Carlos de La**, 1910: Comprobation de l'existence d'un horizon jurassique dans la région occidentale de Cuba. *C. R. Congr. Int. Géol. XI*, pp. 1021-1022.
- (79) **Trauth, Fr.**, 1936: Ueber Aptychenfunde auf Cuba. *Kon. Akad. Wet. Amsterdam. Proc. Vol. XXXIX, no. 1*, pp. 66-76.
- (80) **Vaughan, T. W.**, 1929: Additional new species of Tertiary larger *Foramifera* from Jamaica. *Jour. Paleontology*, vol. 3, no. 4, pp. 380-382, pl. 41-49.
- (81) **Vaughan, T. W.**, 1929: Descriptions of new species of *Foraminifera* of the genus *Discocyclina*, etc. U.S. Nat. Mus., Proc., no. 2800.
- (82) **Vaughan, T. W.**, 1932: American species of the genus *Dictyoconus*. *Jour. Paleontology*, Vol. 6, no. 1, pp. 94-99, p1. 14.
- (83) **Voorwijk G. H.**, 1937: *Foraminifera* from the Upper Cretaceous of Habana, Cuba. *Kon. Akad. Wet. Amsterdam, Proc. Vol. XL, p. 190-198, 1 p1.*
- (84) **Weisbord, Norman, E.**, 1934: Some Cretaceous and Tertiary Echinoids from Cuba. *Bull. Arrier. Pal.*, 70 C., 102 pp., 9 pls.
- (85) **Wright, Albert and Sweet, P. W. K.**, 1924: The Jurassic as a source of oil in Western Cuba. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 8, pp. 516-519.

#### EXPLICACIÓN DE LAS LÁMINAS.

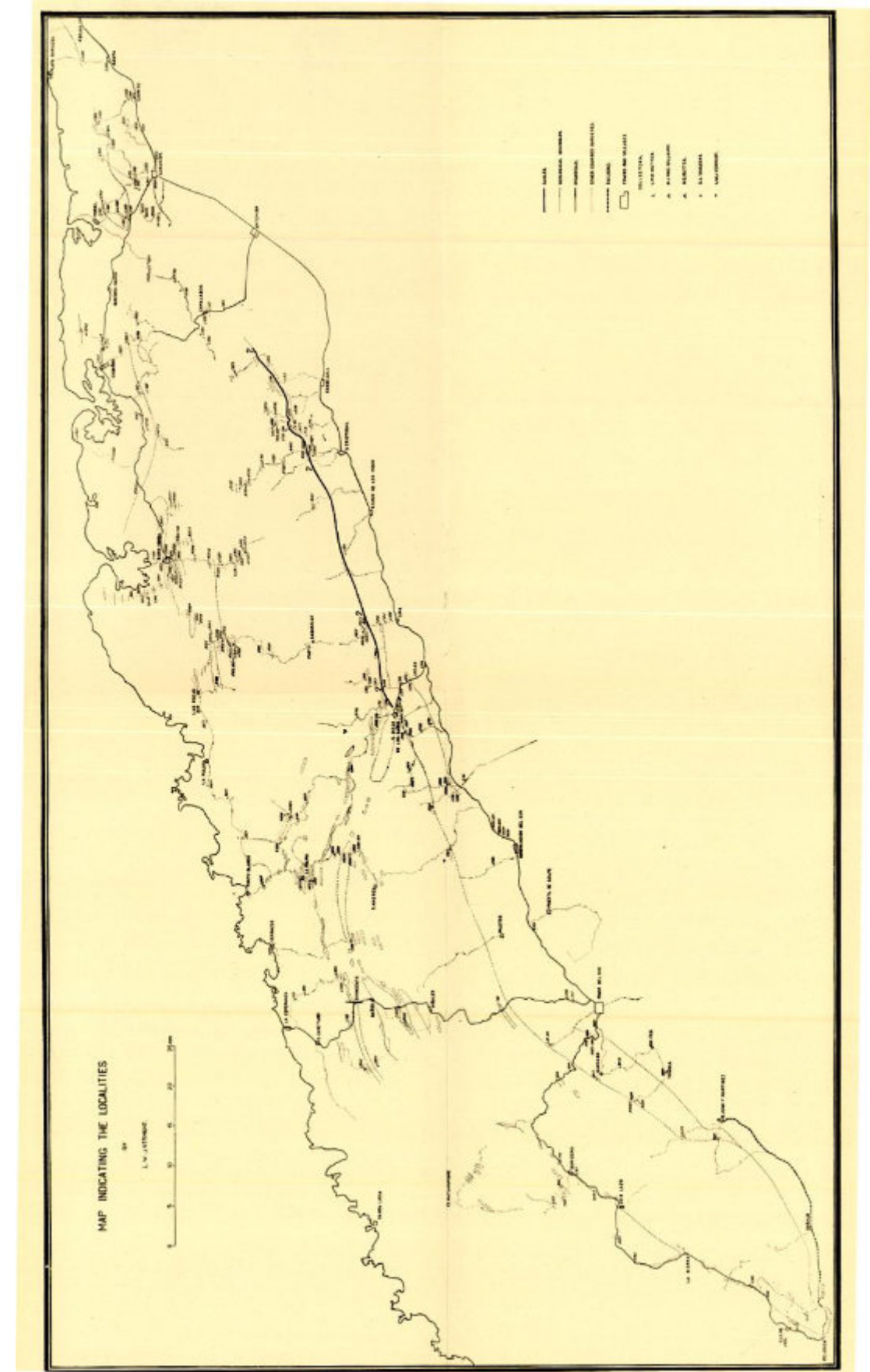
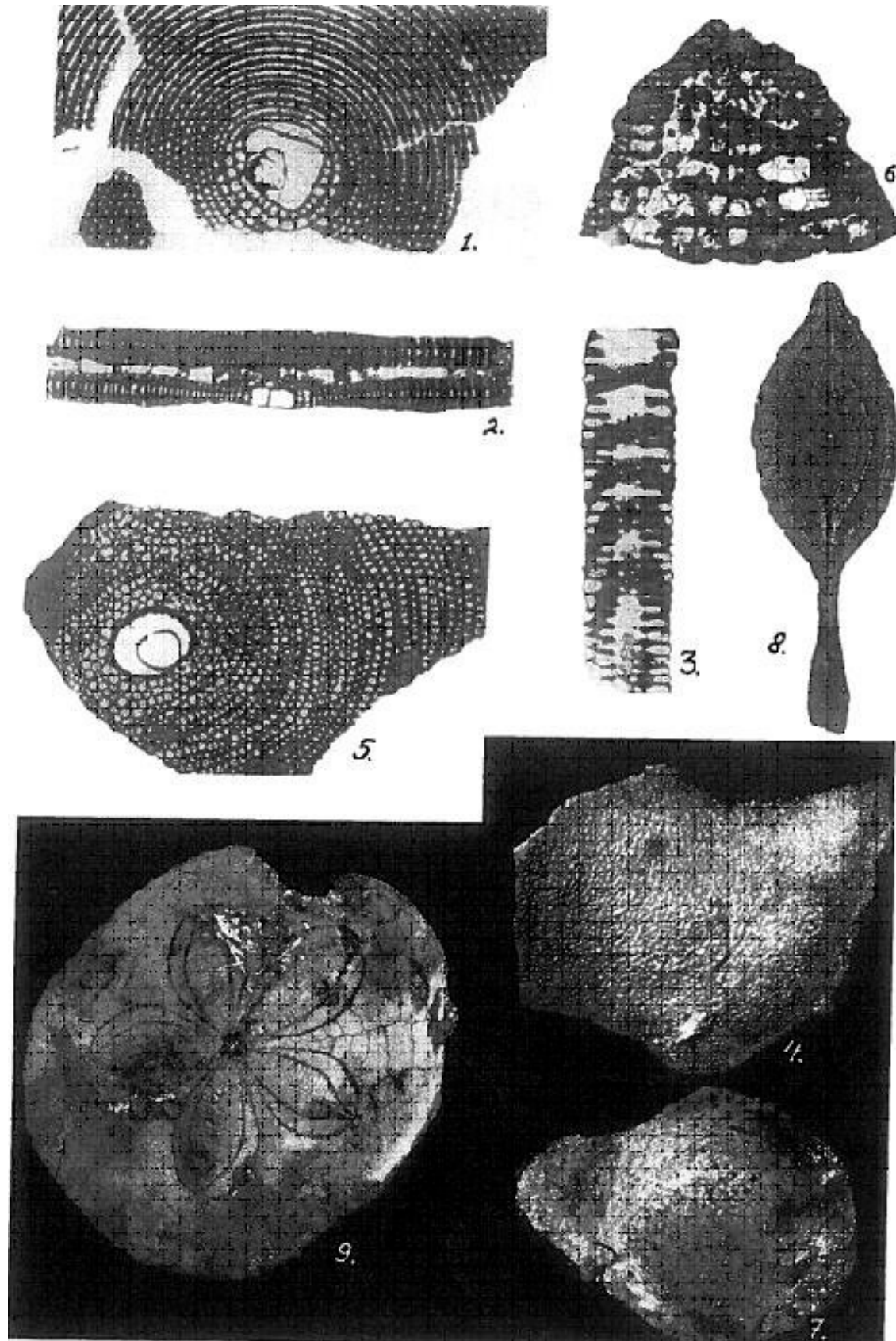
Fig. 1-3: *Amphisorus matleyi* Vaughan, 1, Sección horizontal x 27.  
2, Sección vertical que muestra el aparato embrionario.  
X 15. 3, Sección tangencial que muestra los poros en la Banda de apertura x 19.

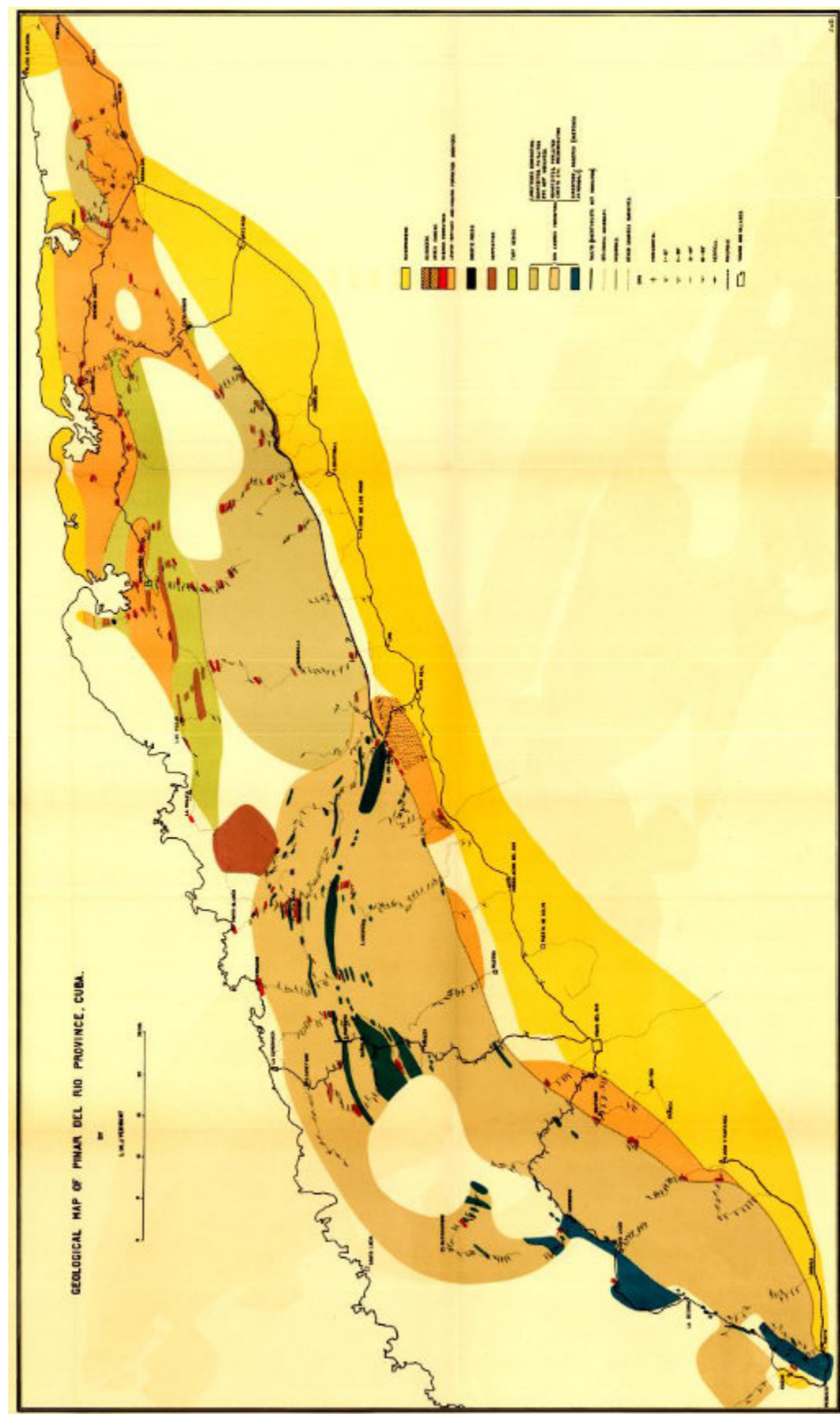
Fig. 4-5: *Lepidocyclina (Eulepidina) dilatata* Michelotti, Vista externa  
X 6.5, Sección vertical, x 9.

Fig. 6: *Dictyoconus sp.*, Sección vertical x 19.

Fig. 7-8: *Discocyclina (Discyclina) marginata* (Cushman), 7, Vista  
External x 7.5. 8, Sección vertical x 9.

Fig. 9 9: *Clypeaster lanceolatus* Cotteau, tamaño natural.





*Extrait des Archives des Sciences –Vol. 16, fasc. 2, 1963.*

## SOBRE LA GEOLOGÍA DE LA SIERRA DE LOS ORGANOS, CUBA

PO R

**D. RIGASSI-STUDER**

### INTRODUCCIÓN

El presente artículo está basado en estudios de campo realizados en la región de la Sierra de los Órganos en 1957-1958, por cuenta de la oficina De Golyer y Mac Naughton, de Dallas, Texas. Tuvimos la suerte de poder discutir numerosos puntos de la geología cubana con nuestros amigos P. Brönnimann, C. Ducloz y M. Kozary. En la misma Cuba, nos beneficiamos de los consejos de J. Brodermann, M. Sánchez Roig, así como de los geólogos de las compañías Esso (R. Engelmann, H. Sawyer) y Atlantic (R. Robie). Que todos reciban aquí nuestros agradecimientos por su ayuda desinteresada.

El estudio geológico de la Sierra de los Órganos ha dado lugar a las interpretaciones más divergentes. Desde hace algunos años, sin embargo, las líneas generales de la estratigrafía han sido adquiridas de una manera muy satisfactoria. El mérito de esto corresponde principalmente a los geólogos alemanes K. Krömmelbein y H. Lehmann, y a algunos geólogos petroleros que, lamentablemente, no tuvieron la oportunidad de publicar sus observaciones; sin embargo, geólogos cubanos (Herrera, Seiglie) realizaron publicaciones de segunda mano basadas en estas observaciones. Por el contrario, el conocimiento tectónico de la región ha permanecido mucho más oscuro. En este artículo, nos proponemos desarrollar la interpretación que esbozamos brevemente en una nota anterior (1961).

### ESTRATIGRAFÍA

Los autores han reconocido las siguientes series típicas:

1. Localmente, serpentinitas, a veces asociadas con esquistos de actinolita. Ya hemos indicado (1961) algunas razones para atribuir a este complejo una edad antigua, Paleozoica o incluso Precámbrica.
2. Una serie de filitas y cuarcitas (formación Cayetano). Ahora se sabe que al menos la cima de esta serie pertenece al Dogger, como lo demuestran ciertos fósiles, y el carácter de transición del contacto entre la formación Jagua (Oxfordiense) y la formación Cayetano.
3. Una serie carbonatada, que comienza con margas con nódulos calcáreos (formación Jagua, Oxfordiense), sobrepuestas por calizas generalmente masivas, pero laminadas en la cima (caliza de Viñales, Malm-Cretácico Inferior).

4. Una serie compleja, que incluye grauvacas y argilitas, calizas finas, radiolaritas (= Hornstein Schichten de los geólogos alemanes), tufas y porfiritas. El conjunto de estas rocas a menudo ha sido designado con el nombre de formación Habana. Proponemos agrupar estos términos litológicos de edad Cretácico Superior a Eoceno Inferior bajo la denominación de flysch.

Por ahora, no consideramos que deba mantenerse la distinción de un gran número de formaciones (Herrera); esto solo será válido cuando toda la región haya sido estudiada en detalle; además, algunas formaciones de Herrera, como, por ejemplo, la formación Pan, no representan otra cosa que una delgada zona de transición entre dos series bien definidas. Aunque reconocemos la necesidad de delimitar en ciertas series, como nuestro flysch, formaciones mejor individualizadas, no creemos que este refinamiento sea posible en el estado actual del conocimiento.

Veamos ahora con más detalle las características litológicas de las diferentes series estratigráficas:

### 1. Serpentinitas y Esquistos

Las serpentinitas, halladas en pequeñas masas restringidas y siempre cerca de importantes accidentes tectónicos, representan para nosotros (1961) fragmentos de un antiguo basamento peridotítico, serpentizado durante el Senoniense por surgencias hidrotermales que corresponden a la etapa final de un magmatismo diorítico post-Cenomaniense y pre-Maastrichtiense. En cuanto a los esquistos cristalinos que a veces acompañan a las serpentinitas, no tuvimos la oportunidad de examinarlos en detalle. Por analogía con otras regiones cubanas (Sierra de Trinidad-Sancti Spiritus) y caribeñas (Santo Domingo), los clasificaríamos en el Paleozoico; esta opinión concuerda con la de Krömmelbein (1963).

### 2. Formación Cayetano

Litológicamente, la formación Cayetano es muy monótona, compuesta de alternancias regulares de areniscas cuarzosas y limos, que muy a menudo se han transformado por un ligero metamorfismo en cuarcitas y filitas.

Los bancos tienen un grosor promedio de 20 a 40 cm, excepcionalmente de 1 a 2 metros, o, por el contrario, de solo unos pocos centímetros. Las cuarcitas a veces presentan una cierta estratificación gradada (graded bedding), con guijarros blandos hacia la base; la base de estos bancos de cuarcita a menudo es irregular, afectada por moldes de carga (load casts), mientras que su cima es plana. Abundan los detritos vegetales indeterminables en ciertos niveles de filitas y se encuentran, más raramente, hacia la cima de algunas cuarcitas. Creemos que el color rosado o rojizo de la formación se debe a la alteración; de hecho, hemos notado que las muestras de profundidad son de color gris o azulado; Herrera también señaló este hecho, lo que invalida la opinión de Krömmelbein de una tonalidad limonítica original.

La formación Cayetano alcanza quizás 1.000 a 1.500 metros hacia el NO, donde las cuarcitas son más frecuentes y más gruesas; hacia el SE, el grosor y la clasticidad disminuyen; veremos más adelante que esta disposición actual, debido a los cabalgamientos, es inversa a la situación original de la cuenca de sedimentación de las capas de Cayetano; así pues, el grosor y la clasticidad del Cayetano aumentaban, primitivamente, hacia el SE. La fuente del material clástico parece ser la región de rocas metamórficas, de edad probablemente Paleozoica, que se extiende al sur de Cuba. Esta región, que comprende la Isla de Pinos y las Sierras de Trinidad y Sancti-Spiritus, pertenece para nosotros a una antigua cadena varisca. La facies de la formación Cayetano indica un medio marino poco profundo, o incluso parálico, comparable a aquel donde se depositaron ciertas molasas.

La base de la formación Cayetano no puede ser definida; sin embargo, parece que las serpentinitas de la región Matahambre-Mantua constituyen el sustrato de la formación Cayetano. Es posible que una cierta tectonización y un ligero metamorfismo (?) en el contacto Cayetano/serpentinitas se deban a los efectos de los movimientos larámicos, a una cierta sobrecarga sedimentaria, o a surgencias hidrotermales que habrían modificado el aspecto de un contacto originalmente sedimentario. En la cima, la formación Cayetano pasa a la formación Jagua por la disminución de los bancos cuarzíticos y por la intercalación de lumachellas calcáreas con ostras y (?) Posidonomias. La formación Cayetano es muy similar a las capas de Todos Santos de Guatemala. Su edad abarca el Dogger, y quizás el Lías y el Triásico.

3. De abajo hacia arriba las rocas calcáreas muestran:

**a) Formación Jagua.** Esta formación, con un grosor de 50 a 100 metros, ha sido bien descrita por Herrera; es inútil repetir esta descripción.

**b) Caliza de Viñales.** La litología ha sido precisada por varios autores. El grosor de las capas de Viñales nos parece que alcanza en promedio de 2 a 300 metros y, excepcionalmente, 500 metros.

Aún parece prematuro dar un nombre especial (miembro Guajani de los geólogos de la Gulf) a las calizas más laminadas, de edad Neocomiense a Aptiense, que forman la parte superior de la caliza de Viñales. En cuanto a la formación Mina de Herrera, se encuentra en una situación tectónica especial, en una ventana bajo elementos cabalgados; pertenece a la zona tectónica de Rosario, y no a la de los Órganos, como veremos más adelante. En el conjunto de los Órganos, la cima de la caliza de Viñales (Neocomiense-Aptiense) está truncada por una discordancia, y cubierta por el Flysch cretácico superior, que a menudo comienza con "capas rojas" pelágicas<sup>1</sup>.

Varios autores, refiriéndose tanto a observaciones de campo como a consideraciones más teóricas y paleontológicas, han postulado la presencia de un hiato, o incluso de una discordancia angular en el límite Viñales/Jagua. Se ha hablado, en particular, de un conglomerado en la base del Viñales; creemos que se trata ante todo de una facies de brecha, de origen tectónico, localizada en las cercanías de las discontinuidades de plasticidad que afectan a la serie estratigráfica; y los argumentos paleontológicos seguirán siendo discutibles, mientras no se encuentren, en la masa inferior de la caliza de Viñales, más que coprolitos de crustáceos poco característicos. En cualquier caso, es evidente que no hay una discordancia importante entre las dos formaciones Viñales y Jagua.

### 4. Flysch.

El término "Formación Habana", utilizado por muchos autores para designar las series d+++ los Órganos, no nos parece afortunado. Vermunt, consciente de una diferencia litológica que separa estas series de los Órganos y sus supuestos equivalentes cronológicos de la región de La Habana, utiliza, por cierto, la denominación "Formación Habana, facies de montaña". Además, estudios recientes (Brönnimann y Rigassi) han demostrado que el término "Formación Habana" no puede ser mantenido, ya que las rocas descritas bajo este nombre por los autores en realidad pertenecen a diferentes formaciones de edad variable. Ya hemos dicho que no se puede, en el estado actual de los conocimientos, intentar una subdivisión dentro de la serie del Cretácico superior y del Eoceno inferior. El conjunto de esta serie, depositada en un medio pelágico, e interrumpida por intercalaciones de bancos gruesos debidos a corrientes de turbidez y a flujos volcánicos, corresponde perfectamente a la definición clásica de un flysch.

<sup>1</sup> La Fm. Ancón. Nota del traductor.

En todas partes, este flysch está reducido tectónicamente; por lo tanto, es difícil estimar su espesor original; probablemente superaba los 500 metros.

5. Al norte-noroeste y al sur-sureste de los Órganos, a lo largo de las costas de Pinar del Río, se encuentran sedimentos terciarios (desde la cima del Eoceno inferior hasta el Mioceno) que están poco plegados. No hemos estudiado estas series, solo notamos que su base es más antigua en la ladera sur-sureste, donde Bermúdez las describió con cierto detalle.

### TECTONICA. GENERALIDADES.

“In the geological literature on this region published during the last 35 years, it is standard practice for every account to contradict its predecessors on almost all important points” (Arkell, 1956).

No contradiremos esta afirmación. En efecto, nuestra interpretación (ya esbozada en nuestra nota de 1961) se opone a todas las presentadas anteriormente. Krömmelbein dio un buen resumen de las antiguas hipótesis tectónicas que, todas, provienen de un error estratigráfico fundamental: la atribución al Caetano de una edad posterior a la del Viñales; o bien, la posibilidad (hoy en día desmentida) de que el Viñales representara intercalaciones estratigráficas en el Cayetano (Vermunt). Los geólogos alemanes, a pesar de haber resuelto magníficamente la estratigrafía de la región, presentan un esquema tectónico inexacto, porque sus estudios se limitaron a los alrededores de Viñales, donde la estructura no se puede ver tan fácilmente como en otras regiones. Esta misma limitación dificultó los trabajos de la mayoría de los geólogos petroleros. Sin embargo, P. Brönnimann nos señaló que uno de ellos, Charles Hatten había llegado a conclusiones bastante similares a las nuestras; lamentablemente, este geólogo no pudo publicar el resultado de sus investigaciones.

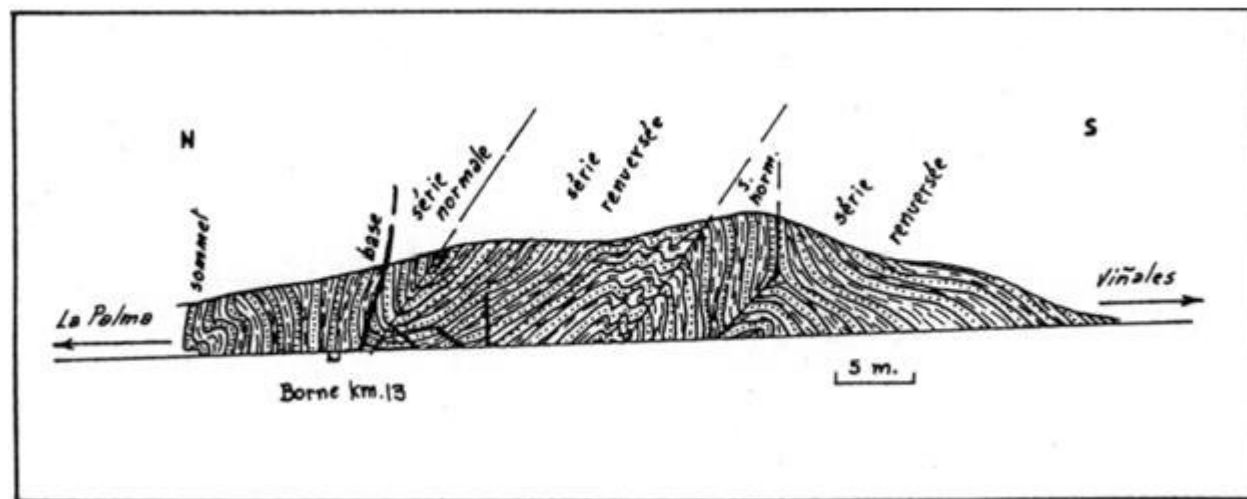


Fig. 1

No podríamos presentar mejor nuestra interpretación de la región que enumerando, en orden cronológico, las observaciones que nos llevaron a ella:

1. A lo largo de la carretera La Palma-Viñales, hay un afloramiento de la formación Cayetano notablemente plegado (ilustrado por Herrera, fotos 2 y 3; nuestra Fig. 1). Para la mayoría de los geólogos, este afloramiento era un excelente ejemplo de pliegues isoclinales volcados hacia el Sur; pero un examen atento de los bancos arenosos nos demostró que es diferente: este afloramiento está de hecho constituido por las cabezas inclinadas de micro mantos de corrimiento volcados hacia el Norte. A partir de esto, supusimos que

el Cayetano que aflora al norte de las Sierras podría constituir, al menos en parte, una klippe de un elemento cabalgado del Sur hacia el Norte.

2. Si esta hipótesis era correcta, debíamos esperar encontrar, en las zonas más bajas de las colinas de Cayetano al Norte de las Sierras, ventanas tectónicas. Y precisamente, varias de estas ventanas fueron rápidamente identificadas al SO del pueblo de San Cayetano: en depresiones alargadas en dirección OSO-ENE, se observa un complejo muy tectonizado de grauvacas, argilitas, calizas finas y porfiritas (flysch), intercalado con lentes de serpentinitas. La edad del Cretácico superior de las grauvacas está bien establecida por la presencia de Orbitoides. En los flancos de las depresiones, por el contrario, aflora la formación Cayetano, a menudo afectada por fuertes buzamientos, y generalmente en serie invertida a ambos lados de las ventanas de series más jóvenes.

3. En la región que se extiende entre Cabezas y Matahambre, se pueden ver varios pequeños «mogotes» hechos de caliza de Viñales horizontal o poco inclinada. La base de estos «mogotes» muestra, debajo del Viñales, un complejo milonitizado de Cayetano, de grauvacas y de porfiritas (flysch), y de masas lenticulares de Viñales y de serpentinitas. Debajo de esta facies de trituración, se encuentran margocalizas rojas (Cretácico superior-Paleoceno), calizas finas y claras con sílex, y capas clásticas (Cretácico superior), poco tectonizadas. Estos «Mogotes» son, por lo tanto, klippes completamente típicas.

A partir de ahí, nos convencimos de que el estilo tectónico del conjunto de los Órganos se caracteriza por importantes cabalgamientos, dirigidos del SSE hacia el NNO. Y la comprensión de una gran cantidad de detalles, hasta entonces oscuros, se hizo más fácil.

### Unidades Tectónicas

Se han reconocido los siguientes elementos tectónicos:

#### 1. Autóctono (?)

Al norte de una línea que une aproximadamente La Palma con San Diego de los Baños, la Sierra del Rosario surge de debajo de las masas cabalgadas de los Órganos. La Sierra del Rosario muestra, en esta región, un muy fuerte ascenso axial hacia el ENE. Estructuralmente, esta zona del Rosario es compleja, afectada por numerosas fallas inversas y pequeños pliegues isoclinales; pero no parece haber, en el Rosario, movimientos tangenciales de gran envergadura. A lo sumo, se observan aquí y allá cabalgamientos subhorizontales cuyo desplazamiento probablemente no excede de unos pocos cientos de metros. La Sierra del Rosario sería, por lo tanto, un elemento autóctono que se sumerge, hacia el OSO, bajo los cabalgamientos de los Órganos.

En los propios Órganos, algunas ventanas permiten delimitar la continuación de la zona del Rosario. Estas ventanas son: La ventana de San Andrés: Se encuentra a unos 3 km al ENE del pueblo de San Andrés, un pequeño afloramiento de bancos maestrichtienses, bajo las calizas de Viñales de la más inferior de las masas cabalgadas. La ventana de Peña Blanca: Es una ventana notable, completamente clásica. Incluso en los Alpes, nunca tuvimos la oportunidad de admirar un ejemplo tan hermoso de este tipo de estructura. La red hidrográfica aquí se encuentra a una altitud de 100 a 140 metros; entre los pequeños cursos de agua se elevan algunas colinas poco abruptas, cuyas cimas están como máximo a 40 metros por encima del nivel base. Toda la región está rodeada por acantilados (bordes de poljes) cuyos puntos más altos pueden alcanzar una altitud de 400 metros. Estos acantilados están formados por caliza de Viñales, subhorizontal; las pequeñas colinas, por su parte, muestran un flysch de edad Cretácico superior o Eoceno inferior. Hacia su cima, el flysch se vuelve triturado, plegado, y al mismo tiempo se carga de pequeñas láminas estiradas de serpentinitas, de Cayetano o de Viñales. En el fondo de los valles, se encuentran calizas y margas de edad

Cenomaniense a Neocomiense, tectónicamente bastante tranquilas: estas calizas y el flysch son el autóctono, sobre el cual cabalgan las majestuosas masas horizontales de las grandes montañas de Viñales. Las bellas y pequeñas klippen ("mogotes") de Viñales, ya mencionadas anteriormente, hacen que el espectáculo sea aún más claro e impresionante.

Otras ventanas, muy similares a la de Peña Blanca, existen a unos 8 km al SO de Sumidero, y en la región que se extiende entre Punta de la Sierra y Guane. Finalmente, el autóctono se encuentra también en la cadena de pequeñas ventanas que existen al SO de San Cayetano, y ya citadas más arriba. Es muy probable que otras pequeñas ventanas similares puedan ser detectadas en las colinas de la región Mantua-Matahambre, que no pudimos recorrer en detalle.

Cabe preguntarse si los sedimentos cretácicos observados en estas diferentes ventanas son realmente autóctonos, como los del Rosario, o si tal vez constituyen el reverso de elementos cabalgados inferiores. Ninguna consideración geométrica permite pensar que estos elementos sean alóctonos; su facies, por otra parte, es en todos los puntos similar a la de la serie del Rosario.

## 2. Capas superpuestas de las Sierras

Hemos distinguido, de abajo hacia arriba, los siguientes elementos tectónicos:

**a) Sierra Quemado - Sierra Tumbadero - San Andrés.** Este elemento se ha observado en tres regiones. Estratigráficamente, el material es bastante similar al de la zona de El Rosario; así, la formación Jagua parece faltar, y las facies clásticas (Cayetano) pasan directamente a la caliza de Viñales. La cima de la caliza de Viñales es rica en sílex negro. Debemos admitir de entrada que estas similitudes de facies, que creemos percibir basándonos en rápidas observaciones de campo, deberían ser confirmadas por estudios estratigráficos detallados.

El desplazamiento tangencial máximo observado hacia el NNO es de aproximadamente 4 km, pero, de hecho, el cabalgamiento podría alcanzar los 8 o 10 km. La disposición actual de los fragmentos de este elemento tectónico parece indicar que nunca fue una unidad continua; más bien da la impresión de que masas discontinuas avanzaron, rellenando depresiones preexistentes del antepaís autóctono. Si agrupamos los tres fragmentos en una sola unidad, es principalmente por su posición geométrica similar. La probable localización del elemento Quemado-Tumbadero-San Andrés en tres lóbulos probablemente influyó en la distribución de los elementos tectónicamente superiores: así, el elemento Sumidero-Viñales está particularmente bien desarrollado donde el elemento Quemado-Tumbadero-San Andrés está reducido o falta.

**b) Sierra Sumidero - Sierra Viñales.** Esta otra «thrust sheet» se amoldó a un relieve preexistente, resultado de la combinación de accidentes del autóctono y su inversión parcial por los lóbulos cabalgados del elemento Quemado-Tumbadero-San Andrés. La unidad Sumidero-Viñales es mucho más continua que el elemento subyacente; la magnitud del cabalgamiento también es mayor: ciertamente 10 km y muy probablemente unos quince kilómetros. Aunque no es tan evidente como en el caso del elemento Quemado-Tumbadero-San Andrés, existe una cierta compensación entre la extensión del elemento Sumidero-Viñales y la de las unidades tectónicas superiores.

Así, la región de las Sierras Sumidero, Cabezas y Celadas, donde la unidad Sumidero-Viñales alcanza su máximo desarrollo, es también una zona donde el elemento Ancon, tectónicamente superior, está bastante mal conservado y probablemente estaba poco desarrollado en su origen; en la región de San Diego, láminas de inmersión pertenecientes al elemento Sumidero-Viñales impidieron el avance del elemento Ancon.

**c) Ancon.** Este elemento está fragmentado en dos zonas distintas que solo se comunican a través de una estrecha banda situada a unos 8 km al NE de Viñales:

**1.** Una zona al SSE de las Sierras, compuesta principalmente por la formación Cayetano, y bordeada hacia el SSE por un borde irregular y discontinuo de rocas más jóvenes (Jagua y Viñales), y: **2.** una zona de láminas de inmersión que forma el cinturón NNO de las Sierras, y que comprende principalmente la formación Viñales, enmarcada por masas irregulares de Cayetano y Jagua y de flysch; esta segunda zona, que está bien desarrollada desde Peña Blanca hasta aproximadamente 4 km al este de La Palma, falta al SO de la Sierra Cabezas, y también en la región de San Diego. Aquí, de nuevo, existe una cierta compensación: de hecho, al SO de la Sierra Cabezas, la desaparición de la zona NO del elemento Ancon (o, si se prefiere, la menor importancia del cabalgamiento del elemento Ancon) permitió un enorme desborde, hacia el ONO, del elemento tectónicamente superior de Cayetano.

Relacionamos con el elemento Ancon una serie de escamas tectónicas bien representadas cerca de La Palma (**Lámina III, perfil II**). Sin embargo, se trata de escamas complejas, y su estudio en profundidad podría llevar a conclusiones diferentes a las nuestras.

El cabalgamiento del elemento Ancón, medido entre la hermosa ventana de los Cayos de San Felipe y la Sierra Galeras, alcanza unos quince kilómetros; aparentemente es menos importante en la región de Sierra Cabezas; en cambio, su magnitud aumenta hacia el este, para alcanzar su máximo a lo largo de una línea La Palma-San Andrés. Luego, el cabalgamiento disminuye de nuevo, y probablemente no supera los 5 a 6 km en los alrededores de San Diego.

## 3. Cayetano

Este elemento se distingue claramente de las unidades inferiores; estratigráficamente, las formaciones Jagua y Viñales parecen estar completamente ausentes; la serie está, por lo tanto, compuesta por un gran espesor de capas de Cayetano, directamente superpuestas por el flysch. El desplazamiento tangencial alcanza al menos 20 km en la región de Viñales, y probablemente 50 km cerca de Mantua. Al igual que la unidad Ancon, el elemento Cayetano se divide en dos zonas distintas:

**1.** Una zona radical, que aflora a lo largo de unos cuarenta kilómetros al oeste y al noroeste de la ciudad de Pinar del Río, y

**2.** Una zona frontal mucho más importante; esta segunda zona, con más de 30 km de ancho a la altura de Mantua, se adelgaza progresivamente hacia el NE; en San Cayetano, solo tiene entre 5 y 8 km; de La Palma a San Diego, se desvía hacia el ESE y se restringe a una banda que no excede de 2 a 3 km.

A diferencia de las láminas de cabalgamiento de las Sierras, que son láminas de cabalgamiento regulares deformadas solo por un abombamiento general de la región posterior al Eoceno, el elemento Cayetano muestra innumerables pliegues. Esta estructura más compleja puede deberse, en parte, a la mayor plasticidad de los materiales constitutivos. Sin embargo, en realidad, también creemos que este elemento es mucho más complicado de lo que sugieren nuestros mapas y perfiles. Ciertas estructuras vislumbradas tanto en la zona frontal como en la zona radical (y en particular dos pequeñas láminas de flysch observadas en esta última zona) sugieren que el elemento Cayetano no es la entidad única que muestran nuestros esquemas muy simplificados. Es muy probable que se trate de una serie de escamas y lóbulos tectónicos distintos. La identificación de estas unidades tectónicas que constituyen el elemento Cayetano solo será posible, evidentemente, cuando se disponga de levantamientos detallados basados en una subdivisión estratigráfica de la formación Cayetano.

## EVOLUCIÓN GEOLÓGICA Y ESTILO TECTÓNICO.

La historia geológica conocida de la región comienza con el depósito de la formación Cayetano. Hemos visto que esta formación data, en parte, del Dogger y que bien podría corresponder también al Lias y al Triásico. En las regiones radicales de la unidad tectónica Cayetano, la facies clástica probablemente continúa en el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior. La litología indica condiciones post-orogénicas, en un medio marino nerítico o incluso salobre a terrestre. Por lo tanto, se debe suponer que existían, al sur o al sureste de la región estudiada, cadenas montañosas en proceso de destrucción. Como indicamos en una nota anterior (1961), consideramos a los esquistos de la Isla de Pinos como metasedimentos paleozoicos plegados por los movimientos variscos. Parecería fácil ver en estos esquistos la fuente del material clástico de las capas de Cayetano, pero las rocas ricas en cuarzo apenas forman un décimo o un cuarto de las series de la Isla de Pinos, mientras que representan al menos el 50% de la formación Cayetano. Por lo tanto, es necesario suponer la presencia, al sur de nuestra región, de rocas ricas en cuarzo, tal vez variscas, pero en cualquier caso anteriores al Dogger. Una elevación gravimétrica de más de 60 mgals hacia el sureste sugiere la existencia de macizos pesados bajo la región costera sur de Pinar del Río. En otras partes de Cuba, es muy posible que los granitos de la costa sur de Oriente sean de edad varisca.

A la sedimentación poco profunda de la formación Cayetano le sucede un régimen pelágico. Se establece un geosinclinal, cuyo eje coincide, al final del Jurásico, con las regiones de origen de los elementos tectónicos Sumidero-Viñales y Ancón. Más al sur, la sedimentación clástica nerítica continúa. Simultáneamente, depósitos clásticos, pero claramente marinos, existen más al norte, en la zona del Rosario. En el Cretácico Inferior, el eje geosinclinal se desplaza hacia el noroeste y ocupa la región de la zona del Rosario. Más al noroeste, en la zona de Bahía Honda, se derraman rocas volcánicas (sobre todo espilitas). En el Cretácico Superior, el geosinclinal se desplaza nuevamente y se establece en la parte noroccidental de la zona del Rosario y en la zona de Bahía Honda. Los derrames volcánicos son numerosos y el geosinclinal probablemente alcanza su fase máxima de hundimiento. En el Senoniano, se producen importantes intrusiones dioréticas en varias regiones cubanas. Aunque reducidas a minúsculos afloramientos en Pinar del Río, las dioritas podrían ser más abundantes de lo que se supone a primera vista. Según los datos geofísicos, es posible que el enorme macizo diorítico que ocupa la vertiente norte de las montañas de Sancti Spíritus y Trinidad (provincia de Las Villas) continúe hacia el oeste, a través de la región de Zapata, hasta el Golfo de Batabanó, entre Pinar del Río y la Isla de Pinos.

Hemos mencionado (1961) el papel primordial que atribuimos a estas dioritas, y especialmente a la serpentización de las viejas peridotitas producida por su fase hidrotermal, en el mecanismo tectónico de varias regiones cubanas. En los Órganos, las serpentinitas están limitadas a algunas masas muy pequeñas y escamosas que marcan los planos de cabalgamiento. Por lo tanto, no parecen desempeñar un papel determinante, ni siquiera pasivo, como nivel lubricante, en los procesos tectónicos de la región.

Como muestra el esquema adjunto (Pl. IV), la contrapendiente que existía en el Senoniano entre las zonas geosinclinales (Bahía Honda, noroeste de la zona del Rosario) y las regiones probablemente emergidas del Golfo de Batabanó, era suficiente para desencadenar una tectónica de flujo y deslizamiento a gran escala. Las grandes "thrust sheets" de las Sierras avanzan hacia el noroeste, superpuestas por la masa mucho más caótica del elemento Cayetano. El geosinclinal se rellena parcialmente, mientras que en la zona radical se forma una nueva cuenca por denudación tectónica.

Una sedimentación clástica pelágica se instaura tanto en el geosinclinal parcialmente relleno como en la cuenca del sureste. Las condiciones pelágicas persisten hasta el Oligoceno Superior. El Mioceno (formación Guines), por el contrario, se caracteriza por un régimen de sedimentación arrecifal. Durante el Eoceno, el Oligoceno y el Mioceno, los Órganos parecen haber sufrido un levantamiento progresivo y haber estado, de forma intermitente, emergidos, como lo demuestran los conglomerados encontrados en sus flancos. Este levantamiento progresivo probablemente estuvo relacionado con los grandes movimientos de cizallamiento que afectaron a Cuba durante todo el Terciario y el Cuaternario. Los de estos cizallamientos que interesan particularmente nuestra región están indicados en el mapa (Pl. I).

Desde el Mioceno medio, el conjunto de los Órganos emerge definitivamente y una compleja erosión, a la vez fluvial y kárstica, se instaura en la región. La subsidencia de la cuenca del sureste continúa.

El siguiente cuadro resume la importancia de los movimientos terciarios:

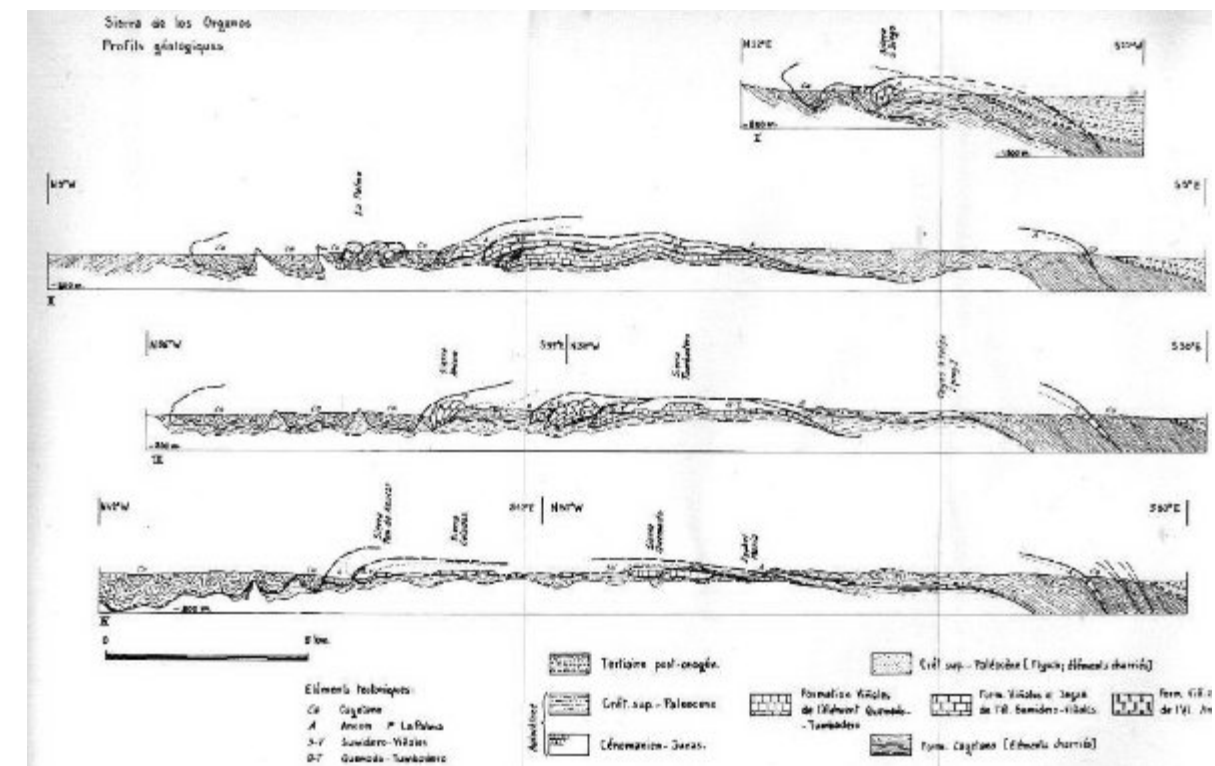
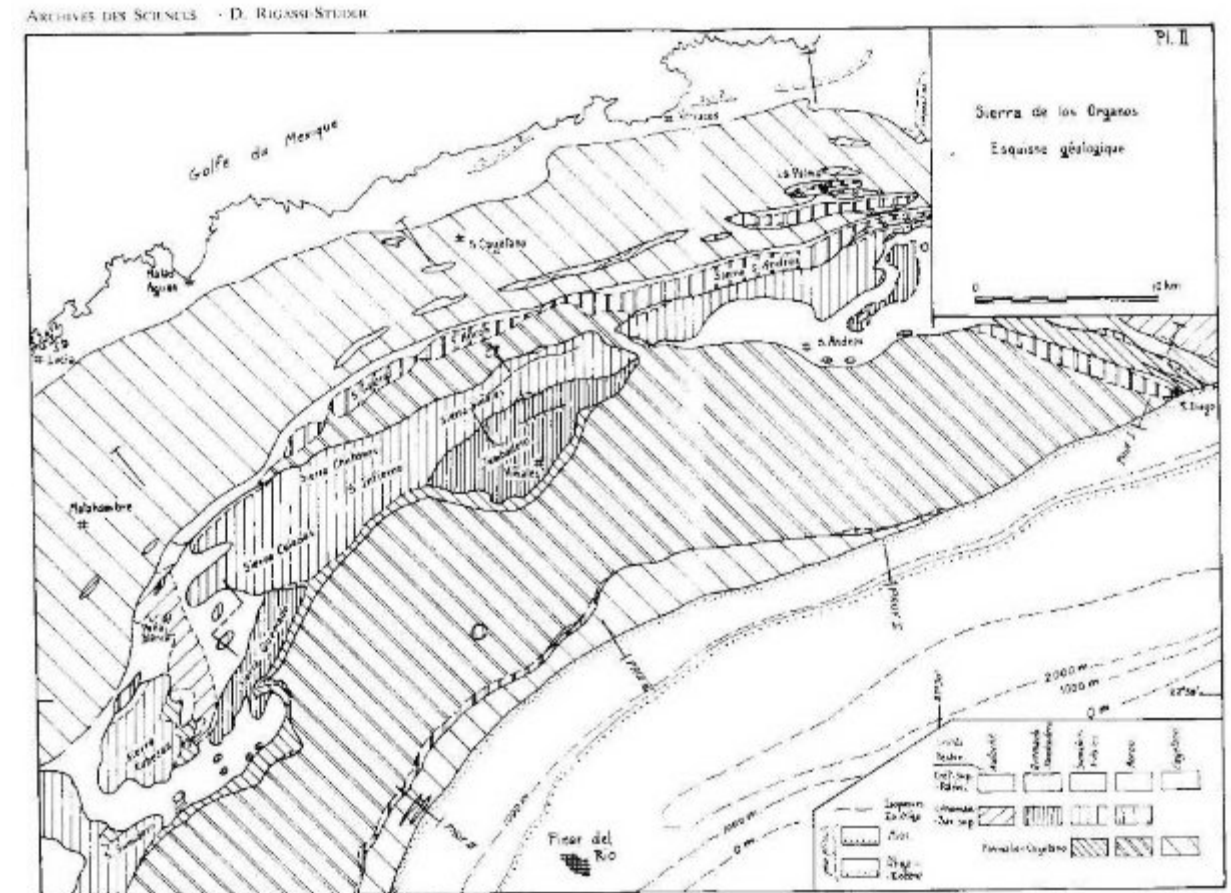
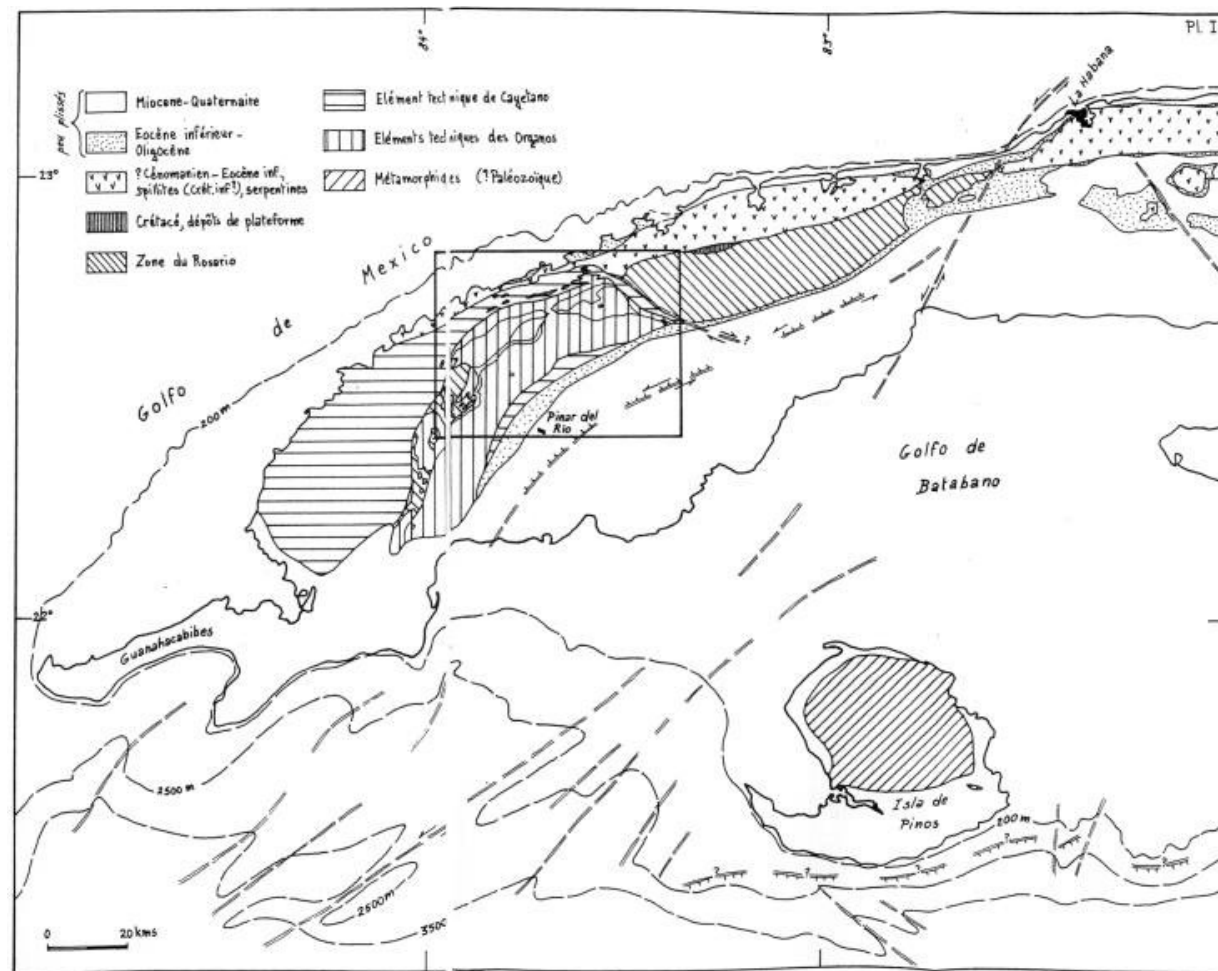
	Plano costero NW	Culminación de Los Órganos (Cifras producto de la reconstrucción)	Plano costero SE
Altitud de la base del Eoceno	-500 a -1.000 m	+1.500 a +2,500 m	-2.000 a -2,500
Altitud de la base del Mioceno.	+200 a -200 m	+500 a +900 m	-800 a -1.200 m

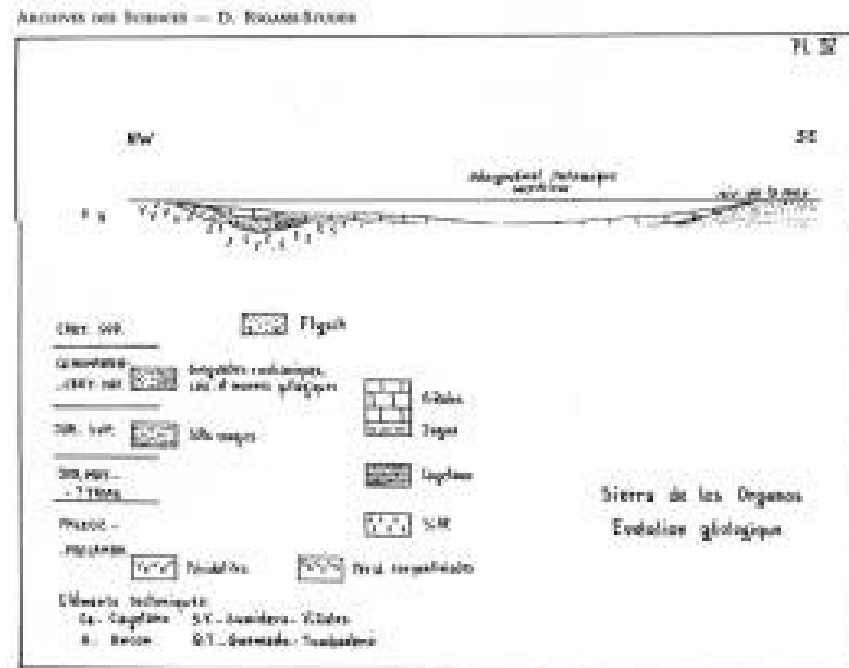
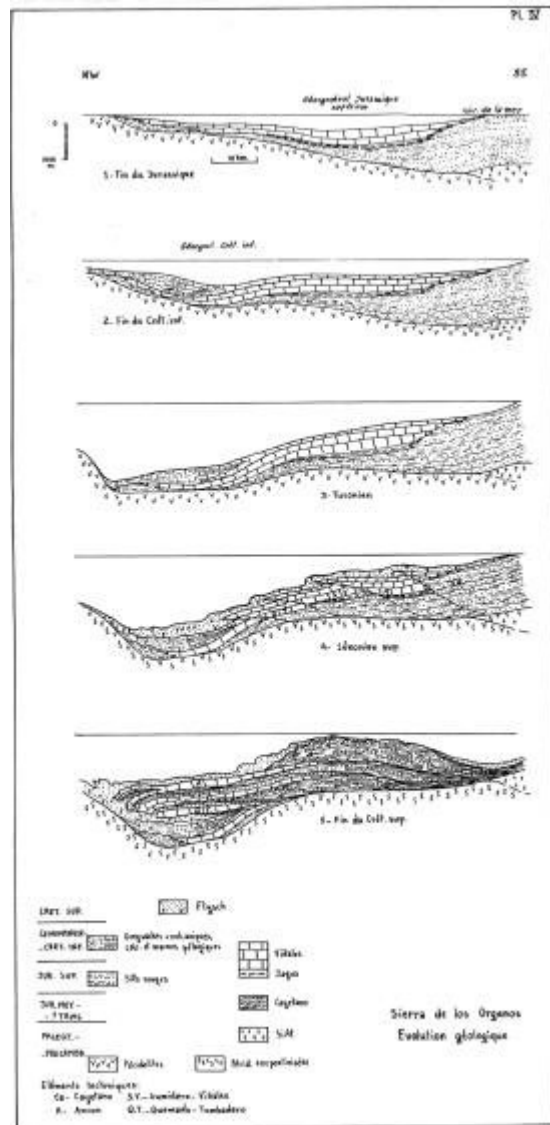
En cuanto al estilo tectónico de los Órganos, los perfiles adjuntos muestran que se asemeja al de ciertas unidades prealpinas de los Alpes occidentales. Una similitud aún mayor existe con las estructuras de Timor. Es una tectónica de flujo perfecta. Sin embargo, como en todo flujo, la plasticidad de los materiales constitutivos juega un papel primordial: a ambos lados de grandes "tablas" de caliza maciza de Viñales, se encuentran zonas plegadas y aplastadas de rocas más plásticas (Cayetano, flysch), entrelazadas con astillas más resistentes. Se forma así un verdadero "Wildflysch". El elemento Cayetano, en el que faltan las rocas rígidas, ha podido plegarse libremente en estructuras estiradas muy complejas. La relación que existe entre el elemento Cayetano y las láminas cabalgantes de las Sierras es, en definitiva, bastante parecida a la que hay entre las medianas plásticas y las medianas rígidas en Chablais y Romandía. La única diferencia notable es la inversión de la superposición.

### Bibliografía.

- Arkell, W. J., 1956. Jurassic geology of the World. 806 pp. London.  
 Bermúdez, P. J., 1950, Contribución al estudio del Cenozoico cubano. Mem. Soc. Cu. His. Nat. 19 No 3. pp. 205-375.  
 Brown, B., y O'Connell, M., 1922, Correlation of the Jurassic formations of western Cuba. *GSA Bull.* 33: 639-664.  
 Brodermann, J., 1943. Breve reseña geológica de Cuba. Censo Rep. Cuba. Pp. 113-148.  
 Brönnimann, P. y Rigassi, D., 1963, Contribution to the geology and paleontology of the area of the city of La Habana, Cuba and its surroundings. *Ecl. Geol. Helv.*, 56(1):193-430.  
 De Golyer, E. L., 1918. The geology of Cuban petroleum deposits. *Bull. AAPG*, 2, pp. 133-167.  
 De La Torre, A., 1960. Fauna de la formación Cayetano. *Mem. Soc. Cub. Hist. n.*, vol. 25, no 1, pp. 65-70.  
 Herrera, N. M., 1961. Contribution a la estratigrafía de la Provincia de Pinar del Río. *Rev. Soc. Cub. Ing.* N°S 1-2.  
 Humboldt, A. de, 1826. Essai politique sur l'île de Cuba. Paris.  
 Inlay, R. W., 1942. Late Jurassic fossils Cuba and their economic significance. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 53 pp. 1417-1478.  
 Inlay, R. W., 1943. Jurassic formations of Gulf region. *Bull AAPG*. Pp. 1407-1534.

- Jaworsky, E., 1940. Oxfordian Ammoniten von Cuba. N. Jb. Min., Bd. 83, Abt. B, S. 87-137.
- Krömmelbein, K., 1956. Die ersten marinen Fossilien aus der Cayetano Formation West Cubas. Senck. Leth. 37, S. 92-120.
- Krömmelbein, K. von, 1962. Beiträge Zur Geologischen Kenntnis der Sierra de los Órganos (Cuba). Sonderd aus der "Zeitschrift der Deutschen Geol. Gesellschaft". Band. 114, S. 92-120.
- Lehmann, H., Krömmelbein, K. von, Lötschert, W., 1956. Karstmorphologische, Geologische und Botanische Studien in der Sierra de Los Órganos auf Cuba. Erdkunde, Vol. 10. No. 3. p. 185-204.
- Lewis, J. W., 1932. Geology of Cuba. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 16:533-555. 1 map.
- Palmer, R. H., 1945. Outline of the geology of Cuba. The Journ. of Geology. Vol. 53. No. 1, pp. 1-34.
- Rigassi-Studer, D., 1961. Quelques vues nouvelles sur la géologie cubaine. Extrait de la Revue Chronique des Mines et de la Recherche Minière. No.302, page 3-7.
- Sánchez Roig, M., 1951. La fauna jurásica de Viñales. An. Ac. Cienc. Habana, 89, II, pp.46-94.
- Seiglie, G. A., 1961. Contribución al estudio de las microfácies de Pinar del Río. Rev. Soc. Cub. Ing. 3-4.
- Trauth, F., 1936. Über Aptychenfunde auf Cuba. Proc. Kon. Ak. Wet. 39. pp.66-76.
- Vermunt L. W. J., 1937b. Geology of the Province of Pinar del Río, Cuba. Geogr. Geol. Mededeel, Utrecht, Phys. Geol. Reeks No. 13 pp 1-60, 3 lam. 2 map.
- Weyl, R., 1949. Die kristallinen Schiefer der Cordillera Central von Santo Domingo. N. Jb. Min.. Abh., 90, Abt.B., S. 317-344.





# Foro de discusión Discussion Forum

A sugerencia de uno de nuestros lectores, estaremos incluyendo las opiniones y discusiones de nuestros lectores en relación a las Notas Geológicas publicadas, lo que permitirá la participación activa de los interesados. En definitiva, este foro de discusión será de gran valor para mantener el interés en una gran variedad de temas geológicos, y creará un ambiente de colaboración cordial entre nuestras comunidades de Geociencias.

Por favor envíen sus observaciones, comentarios y sugerencias a cualquiera de los Editores de la Revista Maya de Geociencias.

At the suggestion of one of our readers, beginning with this August issue we will be including opinions and discussions from our readers relating to the published geological notes. This will permit active participation by interested parties. This discussion forum will certainly have great value for maintaining interest in a wide variety of geological themes, and will create a cordial, collaborative atmosphere among our geoscience community.

Please send your observations, comments and suggestions to any of the Editors of the Revista Maya de Geosciencias.

Traducciones realizadas por Humberto Álvarez Sánchez colaborador de Revista Maya.

Como parte de las actividades de difusión de nuestra revista de geociencias, Tenemos una relación de buena fe y amistad con las Escuelas, sociedades y asociaciones geológicas en otros países del mundo.

Instituto Nacional de Geoquímica (México). <https://www.inageq.com/>



Sociedad Venezolana de Historia de las Geociencias.  
SVHGc@yahoo.com



Universidad Tecnológica de la Habana, - <https://cujae.edu.cu/>

Escuela de Geofísica: <https://t.me/ConoceGeofisicaCujae.edu.cu/>



Geología Médica

<http://www.medgeomx.com/>



Sociedad Geológica de España

<https://sociedadgeologica.org/>



Sociedad Cubana de Geología

<http://www.scg.cu/>



GeoLatinas

<https://geolatinas.org/>



Sociedad Dominicana de Geología

<http://sodogeo.org/>



Universidad Tecnológica del Cibao Oriental, República Dominicana

<https://uteco.edu.do/>



<http://cbth.uh.edu/>



Pieza de Mayapán, Yucatán. INAH. MUSEO REGIONAL DE ANTROPOLOGÍA



¿QUIERES COLABORAR CON NOSOTROS?

ENVÍANOS UN CORREO A:

[luis.valencia.11@outlook.com](mailto:luis.valencia.11@outlook.com); [bernardo.garcia@ingenieria.unam.edu](mailto:bernardo.garcia@ingenieria.unam.edu)