

**JUNIO
SUPLEMENTO
2023**



MAYA

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 cual 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 deseas participar o contribuir con algún manuscrito, por favor comunícate 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: Foto desde el Burr Trail Road (Capitol Reef National Park), Utah, USA. En primer plano gruesas areniscas de la Formación Entrada (Jurásico Superior). En el valle intermedio, principalmente lutitas y areniscas fluviales de la Formación Morrison (Jurásico Superior), y al fondo las lutitas marinas de la Formación Mancos Shales (Cretácico). 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 divulgación
Geocientífica

EDITORES



Luis Angel Valencia Flores (M.C.). Ingeniero Geólogo y Maestro en Ciencias en Geología, egresado de la Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura-Unidad Ticomán. Ha trabajado en el IMP, Pemex Activo Integral Litoral de Tabasco, Schlumberger, Paradigm Geophysical, Comisión Nacional de Hidrocarburos, Aspect Energy Holdings LLC, actualmente es académico del IPN (posgrado y licenciatura) y la UNAM (licenciatura) impartiendo las materias de Evaluación de formaciones, Caracterización de yacimientos, Geología de yacimientos, Geoquímica, entre otras del ramo petrolero. Cuenta con experiencia de 20 años trabajando en diversos proyectos de planeación y

perforación de campos, pozos costa afuera, petrofísica, geomodelado y caracterización de yacimientos entre ellos: Cantarell, Sihil, Xanab, Yaxche, Sinan, Bolontiku, May, Onixma, Faja de oro, campos de Brasil, Bolivia y Cuba. Como Director General Adjunto en la CNH fue parte del equipo editor técnico en la generación de los Atlas de las Cuencas de México, participó como ponente del Gobierno de México en eventos petroleros de Canadá, Inglaterra y Estados Unidos. Es Technical Advisor del Capítulo estudiantil de la AAPG-IPN.

luis.valencia.11@outlook.com



Bernardo García-Amador es candidato a doctor en Ciencias de la Tierra por la UNAM. Su pasión es entender las causas y consecuencias de la tectónica. Actualmente se encuentra en proceso de graduarse del doctorado, con un trabajo que versa en la evolución tectónica de Nicaragua (Centroamérica). Además imparte el

curso de tectónica en la Facultad de Ingeniería de la UNAM. Recientemente Bernardo ha publicado parte de su trabajo de doctorado en las revistas *Tectonics* y *Tectonophysics*, además de ser coautor de otros artículos científicos de distintos proyectos.

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



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 is 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

COLABORADORES



Salvador Ortuño Arzate received his M. Sc. from the National Autonomous University of Mexico (UNAM) and his Ph.D. from the Université de Pau and Pays de l'Adour (UPPA) in France. He has been a researcher at the Instituto Mexicano del Petróleo and the Institut Français du Pétrole, focusing his work on the Exploration Petroleum field. Salvador has published several papers and a book, "El Mundo del Petróleo" (Petroleum's world),

examining and shedding light on the history of petroleum and the implications for the society. Also, he has worked as an advisor for several universities and national corporations. Lastly, he has served as faculty and has taught different courses at the Secretariat of National Defense and at the Engineering School of U.N.A.M.

soaortuno@gmail.com



Ing. Humberto Álvarez. Más de 5 décadas, dedicadas a la estratigrafía y tectónica del Jurásico, Cretácico y Paleógeno de Cuba occidental y central. Editor cubano de la Expedición checoslovaca Escambray II realizó cartografías del Macizo Metamórfico Escambray; Complejo Anfibolítico de Mabujina y Complejo Granítico de Cuba central. Es autor-coautor de 23 unidades litoestratigráficas y litodémicas de Cuba occidental y central. Es miembro extranjero de las subcomisiones del Jurásico, Cretácico y Paleógeno de la Comisión del Léxico Estratigráfico de Cuba. Descubrió el mayor depósito cubano de fosforitas marinas y nuevos prospectos de Cu y Au y realizó la factibilidad de 7 proyectos hidroeléctricos en la Cordillera Central de Panamá. Country Manager de Big Pony Gold de Utah, exploró el potencial de oro del greenstone belt del cratón de Uruguay. Senior Geologist de Gold Standard Brasil, exploró regiones auríferas en los Estados de Paraná, Santa Catarina y Mato Grosso del Norte en rocas arqueanas y

proterozoicas y realizó evaluaciones de exploración para Cias. canadienses en Panamá, Andes de Perú, Honduras y otros países. Nombrado por el Ministro de Comercio e Industrias Miembro de la Comisión "Ad Honorem" del Plan Maestro de Minería de Panamá, fue el redactor encargado por el Banco Interamericano de Desarrollo (BID) del Proyecto de Geología y Minería y miembro de su Misión Especial para entregar el proyecto al Gobierno y posterior Consultor del BID para la descentralización de la Autoridad Nacional del Ambiente. Anterior Miembro del Consejo Científico de GWL de la Federación Rusa y Representante del Servicio Geológico de Inglaterra en América central. Director de Miramar Mining Panamá y Minera Santeña, S. A., reside en Panamá por 28 años y redacta obras sobre geología de Cuba y Panamá. En el repositorio Academia.edu de libre acceso, se encuentran 22 artículos suyos de diferente volumen.

geodoxo@gmail.com



Ramón López Jiménez 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 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



Marisol Polet Pinzón Sotelo es Ingeniera Geóloga egresada de la Universidad Autónoma de Guerrero y Maestra en Ciencias Geológicas de la Universidad Autónoma de Nuevo León; ha colaborado en proyectos de investigación en el noroeste de México, siendo autora y coautora de publicaciones científicas; cuenta con 8 años

de experiencia en exploración de hidrocarburos en PEMEX Exploración y Producción. Se ha desarrollado en el modelado de sistemas petroleros en Proyectos de aguas profundas y someras en el norte del Golfo de México.

poletpinzon@gmail.com



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 sísmológica del siglo XX; a la historia del pensamiento sísmológico 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



Rafael Guardado es graduado en la Universidad de Oriente en 1970 como Ingeniero Geólogo. Cursó estudios de especialización en la Universidad Minera de St Petersburgo en Rusia, antigua U.R.S.S., 1972-1974. Defendió el doctorado en Geología en 1983. Es Académico Titular de la Academia de Ciencias de Cuba, Profesor Titular, Profesor Consultante y Profesor Emerito de la Universidad De Moa. Orden

Carlos J. Finlay. Ha publicado más de 70 artículos, y es Tutor de tesis de Doctorado y maestrías. Ha recibido múltiples premios y distinciones, y es un profesor reconocido en Cuba y el extranjero en la Ingeniería Geológica, la Reducción de los Riesgos Geológicos y el enfrentamiento al Cambio Climático.

rafaelguardado2008@gmail.com



Jon Blickwede egresó de la Universidad de Tufts en Boston, Massachusetts, EEUU con un Bachillerato en Ciencias de la Tierra en 1977. Entró a la Universidad de New Orleans, Louisiana en 1979, donde hizo su tesis de Maestría en Geología sobre la Formación Nazas en la Sierra de San Julián, Zacatecas, México. Jon comenzó su carrera en 1981, trabajando por 35 años como geólogo de exploración petrolera para varias compañías tal como Amoco, Unocal, y Statoil. Realizó

proyectos de geología sobre EEUU, México, Centroamerica y el Caribe para estas empresas. Durante 2018, Jon fundó la empresa Teyra GeoConsulting LLC (www.teyrageo.com), donde está realizando un proyecto de crear afloramientos digitales y excursiones geológicas virtuales en EEUU y México, utilizando imágenes tomados con su drone, integrados con otros datos geoespaciales.

jonblickwede@gmail.com



Laura Itzel González León, es estudiante de la carrera de ingeniería en Geología ambiental, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo (Instituto de Ciencias Básicas e Ingeniería).

hidrográficas y riesgos geológicos.

Actualmente ejerce como prestadora de servicio social en el Geoparque Mundial de la UNESCO Comarca Minera haciendo divulgación referente a geopatrimonio.

itzelleon2909@gmail.com

Sus principales áreas de interés son la geotecnia, geotermia, sistemas de información geográfica, gestión de cuencas



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.

naticasilvacruz@gmail.com



Jesús Roberto Vidal Solano es doctor en Geociencias por la Universidad *Paul Cézanne* en Francia y realizó un postdoc en el Laboratorio Sismológico del *Caltech* en EEUU. Fue egresado de los programas de Geólogo y de la Maestría en Ciencias-Geología de la Universidad de Sonora en donde actualmente es profesor investigador desde hace 16 años. Es divulgador geocientífico y fundador del proyecto La Rocateca www.rocateca.uson.mx y actualmente es secretario del Instituto Nacional de Geoquímica AC. Su investigación

científica de tipo básico se centra en la obtención de conocimiento sobre los procesos magmáticos y geodinámicos de la litosfera, en particular de los vestigios petrológicos y tectónicos de los últimos 30Ma en el límite transformante de las placas Pacífico-Norte Americana. Sus investigaciones científicas de tipo aplicado se enfocan en el estudio de geomateriales para la solución de problemas geoarqueológicos, paleoclimáticos y de yacimientos minerales no-metálicos en el NW de México.

roberto.vidal@unison.mx



Saúl Humberto Ricardez Medina es pasante de Ingeniería Geológica, miembro activo del capítulo estudiantil de la AAPG del Instituto Politécnico Nacional, participó en el X Congreso Nacional de Estudiantes de Ciencias de la Tierra como Expositor del trabajo "Análisis de Backstripping de la Cuenca Salina

del Istmo". Actualmente, se encuentra trabajando en su tesis de licenciatura relacionada a identificar y reconocer secuencias sedimentarias potencialmente almacenadoras de hidrocarburos en las cuencas del sureste.

ricardezmedinasaulhumberto@gmail.com



Miguel Vazquez Diego Gabriel, es estudiante de la carrera de Ingeniería Geológica en la Universidad Nacional Autónoma de México (Facultad de Ingeniería), 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



Uriel Franco Jaramillo, es estudiante de noveno semestre en la carrera de Ingeniería Petrolera en la Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, sus principales áreas de interés son la simulación matemática de yacimientos y la conducción, el manejo y el transporte de

hidrocarburos. Actualmente está prestando su servicio social como colaborador en la Revista Maya de Geociencias.

urielfranco.unam@gmail.com



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**, 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. <https://manuelarribas.es/>



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

Nuevo Canal Youtube de la Revista Maya de Geociencias

Es un gran placer informarles que hemos establecido un 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/>



Visitanos en Revista Maya de Geociencias

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



CONTENIDO JUNIO SUPLEMENTO 2023

EDICIÓN ESPECIAL X



THE INVALIDITY OF THE BOLIDE HYPOTHESIS AND ITS EFFECTS ON GEOLOGIC TIME SCALE AT THE CRETACEOUS-TERTIARY BOUNDARY

Emile A. Pessagno and Jose F. Longoria

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

Francisco de Asís Formell Cortina

Aventuras y Avatares de Valia y Suri: dos geólogas de cuidado.

Wilmer Pérez Gil y Fernando Karel Fonseca Chirino

THE INVALIDITY OF THE BOLIDE HYPOTHESIS AND ITS EFFECTS ON GEOLOGIC TIME SCALE AT THE CRETACEOUS-TERTIARY BOUNDARY

Emile A. Pessagno, Jr., Professor Emeritus, Department of Geosciences, The University of Texas at Dallas, Richardson, Texas 75080. pessagno@utdallas.edu. Jose F. Longoria, Professor, Earth and Environment Department, Florida International University, Miami, Florida 33199. Email: Longoria@fiu.edu.

Abstract

The authors' previous studies of the Cretaceous-Tertiary boundary demonstrated that the type Mendez Shale (Mendez Shale s.s.) along the southern part of the Tamaulipas Arch totally lack event beds. Here, the Mendez Shale s.s. consists of hard red calcareous to siliceous mudstone. Uppermost Maastrichtian strata below the Cretaceous-Tertiary boundary in the Mendez Shale are highly calcareous and contain extremely large specimens of *Globotruncana contusa* and *Racemiguembelina fructifera* which can be easily seen with the naked eye. These strata rest conformably beneath lowermost Danian strata that contain minute planktonic foraminifera that are difficult to see even with a twenty-power hand lens. This locality is located only twenty miles from Arroyo Mimbral and the so-called event beds of numerous workers. The beds at Arroyo Mimbral are assigned herein to the El Cercado Formation and consist of greenish-gray calcareous mudstone.

This report includes a detailed description of the Mendez Shale s.s. and the El Cercado Formation. It discusses the Magnetostratigraphy of the Mendez Shale s.s. in East-Central Mexico; Braggs, Alabama; Agost, Spain; and Gubbio, Italy. At all of these localities the Cretaceous-Tertiary boundary occurs in the lower part of Polarity Chron C29. It is important to note that no paleomagnetic data is available for the GSSP of the Danian selected by the Danian working group at El Kef, Tunisia. Far better candidates for a GSSP for the Cretaceous-Tertiary boundary at the localities noted above. The El Kef

boundary stratotype was selected by the Danian working group for the following reasons: 1. The exposure is very complete; 2. the section here can be easily followed above and below the boundary along strike; 3. it is rich in planktonic foraminifera and calcareous nannofossils; 4. a basal rusty layer contains an Ir anomaly which allows correlation with both marine and continental sections; 5. the section is free of structural complications; and 6. because no unconformities occur. At El Kef, the G.S.S.P succession consists of 14.5m(47.5f) of marl and marlstone; the lower part of the section consists 2m(6.5f) shale and clay which the Danian Working Group assign to their **Guembelitria cretacea Zone**. This correlation, however, is invalid. Smith and Pessagno (1973, Text-figure 3, p. 9, 16) established that *Guembelina cretacea* does not occur above Composite Superzone 1, Zone 1B, 1B₁. Moreover, the senior has found that *Guembelitria cretacea* is a neritopelagic species that only occurs in deeper at water bathyal and abyssal depths when it is reworked and carried down slope by turbidity currents. There is little doubt that the *Guembelitria cretacea* present at El Kef, Tunisia in the lower Danian have been reworked. Therefore, the boundary stratotype for the Danian at El Kef has an unconformable contact. The GSSP at El Kef is very badly flawed. Another boundary stratotype should be selected in its place. Suitable replacements occur at Braggs, Alabama; locality MMX1 in Tamaulipas, Mexico; Agost, Spain; and at Gubbio, Italy.

In this report the uppermost part of the upper Maastrichtian is assigned to Composite Superzone 1, Zone 1A, Subzone 1A₁ and the lower Danian is assigned to Composite Superzone DAN1. The sudden extinction of organisms at the end of the Cretaceous is due to the eruption of the Deccan Traps Supervolcano and not to the impact of a bolide.

Introduction

Pessagno et al. (2023) presented field evidence from the Tampico-Embayment region of east-central Mexico that totally refutes the bolide hypothesis of Alvarez et al. (1980. See Figure 1A herein). These investigations indicate that

the type Mendez Shale consists of a continuous succession of red highly calcareous hard mudstone containing a rich planktonic foraminiferal assemblage assignable to the uppermost Maastrichtian and the lowermost Danian. At Cretaceous-Tertiary boundary localities along the Manuel-Aldama Road and at the type locality of the Mendez Shale at the southeast end of the outcrop at Mendez Station virtually no event beds occur and red mudstone continues conformably across the Cretaceous-Tertiary boundary. The Manuel-Aldama Road localities are approximately 20mi(32km) from Arroyo Mimbral. In this report, the strata which include the so-called “event beds” at Arroyo Mimbral are reassigned to the El Cercado Formation of Longoria and Davila (1979). Moreover, the event beds are regarded as turbidites. As noted by Pessagno et al. (2023A,B), the International Commission on Stratigraphy (Cretaceous/Paleogene Working Group) selected the base of the boundary “clay” at El Kef, Tunisia (Molina et al., 2006) to establish the GSSP for the base of the Danian. Unfortunately, these workers correlated the boundary clay with the alleged time of the impact of the Alvarez et al. (1980) bolide impact in Mexico. All of the factors noted above have created a horrendous mess that needs stratigraphic house-cleaning at a number of localities throughout the world. Moreover, it is clear that the extinction of dinosaurs and other organisms at the end of the Cretaceous was due to the eruption of the Deccan Trapes Supervolcano as advocated by Keller (2008, 2012, 2014), Keller et al. (2008, 2009a, 2009b, 2011, 2012, and Punekar et al. 2014).

Definition of upper Maastrichtian and lower Danian Planktonic foraminiferal zones (See Figures 1B and 1C herein).

Figures 1B and 1C show composite Superzones, Zones, Subzones and primary marker events used by Pessagno et al. (2023A-B) to define the Cretaceous-Tertiary Boundary. These workers divided the Upper Cretaceous and Lower Paleogene into two composite Superzones UK1 and DAN; the upper Maastrichtian is divided into Zone 1A which is in turn divided into Subzone 1A₂ and 1A₁. Superzone DAN is divided into Zone Dan1 and Subzone Dan1A (See Figures 1A-1D). Figure 1D shows SEM photomicrographs of

primary marker taxa (PMT) used for the definition of Cretaceous-Tertiary Boundary.

The Mendez Shale s.s.

As noted by Pessagno (1969, p. 42), the Mendez Shale was originally defined by DeGolyer (1915) from exposures of red hard calcareous mudstone which weathers to a creamy-white to light gray color and occurs along the Tampico-Ciudad Valles Railroad 300m (984f) east of Mendez Station kilometer post 629.3. The Mendez Shale s.s. contains over twenty-five percent planktonic foraminifera and probably formed from a Globigerina ooze. Pessagno et al. (2023B) determined that the type Mendez Shale along the eastern margin of the Tamaulipas Arch is assignable to Composite Superzone 1, Zone 1A, Subzone 1A₁ at Cretaceous-Tertiary boundary localities both along the Manuel-Aldama Road and at the type locality of the Mendez Shale at the southeast end of the outcrop at Mendez Station (See Figures 1A, 1D). Virtually no event beds occur at these localities and red mudstone continues across the Cretaceous-Tertiary boundary with no unconformity present. A fine-grained light-gray 2cm siltstone bed (tuff?) occurs immediately above the contact. The Manuel-Aldama Road localities are approximately 20mi(32km) from Arroyo Mimbral. This field data clearly demonstrates that the Alvarez Bolide Hypothesis is invalid.

Definition of the El Cercado Formation

The El Cercado Formation was defined by Longoria and Davila (1979). At its type locality adjacent to the village of El Cercado in the Sierra de La Silla, Monterey, Nuevo Leon, Mexico, it consists of 345m(1132f) greenish-gray indurated calcareous mudstone which weathers brown. Pessagno (1969, p. 48) assigned this unit to the Mendez Shale. However, it is assigned to the El Cercado Formation herein. Data presented by Pessagno indicate that the El Cercado Formation grades down into the underlying San Felipe Formation and contains planktonic foraminifera to upper Coniacian and to Superzone 4, Zone 4A (Pessagno et al. 2023, p. 22. See Figure 2A-2B herein).

Muir (1936, p. 33, fig. 8) indicated that in the Panuco-Topilla district 244-335m(800-1100f) of greenish-gray



Figure 1A: From Murray 1961 Structural map from Murray Geology of Atlantic and Gulf Coastal Plain.

** Primary Marker Events See Figure 2A Primary Marker Taxa ← First occurrence → Last occurrence	Upper Cretaceous		Paleogene	Series
	Maastrichtian		Low. Danian	Stage
	Superzone Uk1		Superzone DAN	
	Zone 1A		Zone Dan1	
	Subzone 1A ₂	Subzone 1A ₁	Subzone Dan1A	
<i>Pseudotextularia intermedia</i>	←			
<i>Abathomphalus mayaroensis</i>	←			
<i>Rugoglobigerina hankinoides</i>			←→	
<i>Hossiella</i> spp.**20	←			
<i>Parvularugoglobigerina eugebina</i> **21			←	
<i>Hossiella</i> spp.**22			→	
<i>Parasubbotina pseudobulloides</i> **23				←

Figure 1B. Planktonic foraminifera zonation for the upper Maastrichtian and lower Danian.

**PRIMARY MARKER EVENTS AMONG CRETACEOUS TO LOWER PALEOGENE
PLANKTONIC FORAMINIFERA**

PME1: FO of single keeled Globigerinacea with infralaminar accessory and straight depressed sutures umbilically (e.g., <i>Thalmaninella evoluta</i>).
PME2: FO of single keeled Globigerinacea with true sutural supplementary apertures and fused lingula over umbilical opening (<i>Rotalipora montsalvensis</i> and <i>Rotalipora cushmani</i>).
PME3: FO of single keeled Globigerinacea with raised curved sutures umbilically (e.g., <i>Thalmaninella greenhornensis</i>).
PME4: FO and LO of <i>Anaticinella</i> with fused lingula and true sutural supplementary apertures. <i>Anaticinella multiloculata</i> .
PME5: FO of double keeled Globigerinacea (e.g., <i>Dicarinella deforms</i> (Gandolfi)).
PME6: FO of Marginotruncanids with curved raised sutures umbilically and with extraumbilical non-umbilical primary apertures and loose trochospiral coiling. (e.g., <i>Marginotruncana marginata</i>).
PME7: FO and LO of Marginotruncanids with extraumbilical non umbilical primary apertures, sutural supplementary apertures both spirally and umbilically, and with tegilla (<i>Pessagnoites</i> AlShuaibi 2011).
PME8: FO of Globigerinacea with planispiral to low trochospiral coiling, equatorial to extraumbilical primary apertures and hollow spines.
PME9: FO of biserial Heterohelicids with flaps over sutural supplementary apertures (See Graham 1995). <i>Pseudoguembelina</i> spp.
PME10: FO of Globotruncanids with a single keel (<i>Globotruncanita</i>).
PME11: FO of Heterohelicids with biserial early stage followed by spherical multiserial chambers arranged in a plane. <i>Ventilabrella</i> and <i>Ultraventilabrella</i> .
PME12: FO of Globotruncanids with a Type 3 double keel (<i>sensu</i> Pessagno 1967; <i>Globotruncana linneiana</i> , <i>G. rossetta</i>).
PME13: LO of Globigerinacea with extraumbilical non-umbilical primary apertures and loose trochospiral coiling. (e.g., <i>Marginotruncana</i> and <i>Whiteinella</i>)
PME14: LO of Globigerinacea with low trochospiral coiling or planispiral coiling with extraumbilical or equatorial primary apertures and hollow spines. <i>Hastigerinoides</i> spp.
PME15: FO of Globigerinacea with umbilical umbilical primary apertures with costellae arranged in a meridional pattern.
PME16: LO of Globotruncanids with a Type 3 double keel (<i>sensu</i> Pessagno 1967; <i>Globotruncana linneiana</i> , <i>G. rossetta</i>).
PME17: FO of Heterohelicids with flat wide terminally scalloped flaps over sutural supplementary apertures (<i>Pseudoguembelina excolata</i>).
PME18: FO Racemiguembelinids with biserial stage comprising one half of test followed by multiserial stage consisting of two to three rows of large coarsely costate chambers surrounding a central cavity with ponticuli <i>Praeracemiguembelina powelli</i> .
PME19: FO of Racemiguembelinids with biserial stage comprising one fifth of test followed by multiserial stage with smaller more numerous chambers arranged in six rows. <i>Racemiguembelina fructicosa</i> .
PME20: FO of small Globigerinids with random left to right coiling and imperforate portici. <i>Hossiella</i> spp.
PME21: FO of small Globigerinids with random left to right coiling, extraumbilical to umbilical primary apertures and tegilla. <i>Parvularugoglobigerina</i> .
PME22: FO of small Globigerinids with random left to right coiling and imperforate portici. <i>Hossiella</i> spp.
PME23: FO of cancellate ornamentation and the development of a calcite crust. <i>Parasubbotina pseudobulloides</i> .

Figure 1C: Primary marker events for the Cretaceous and Lower Paleogene.

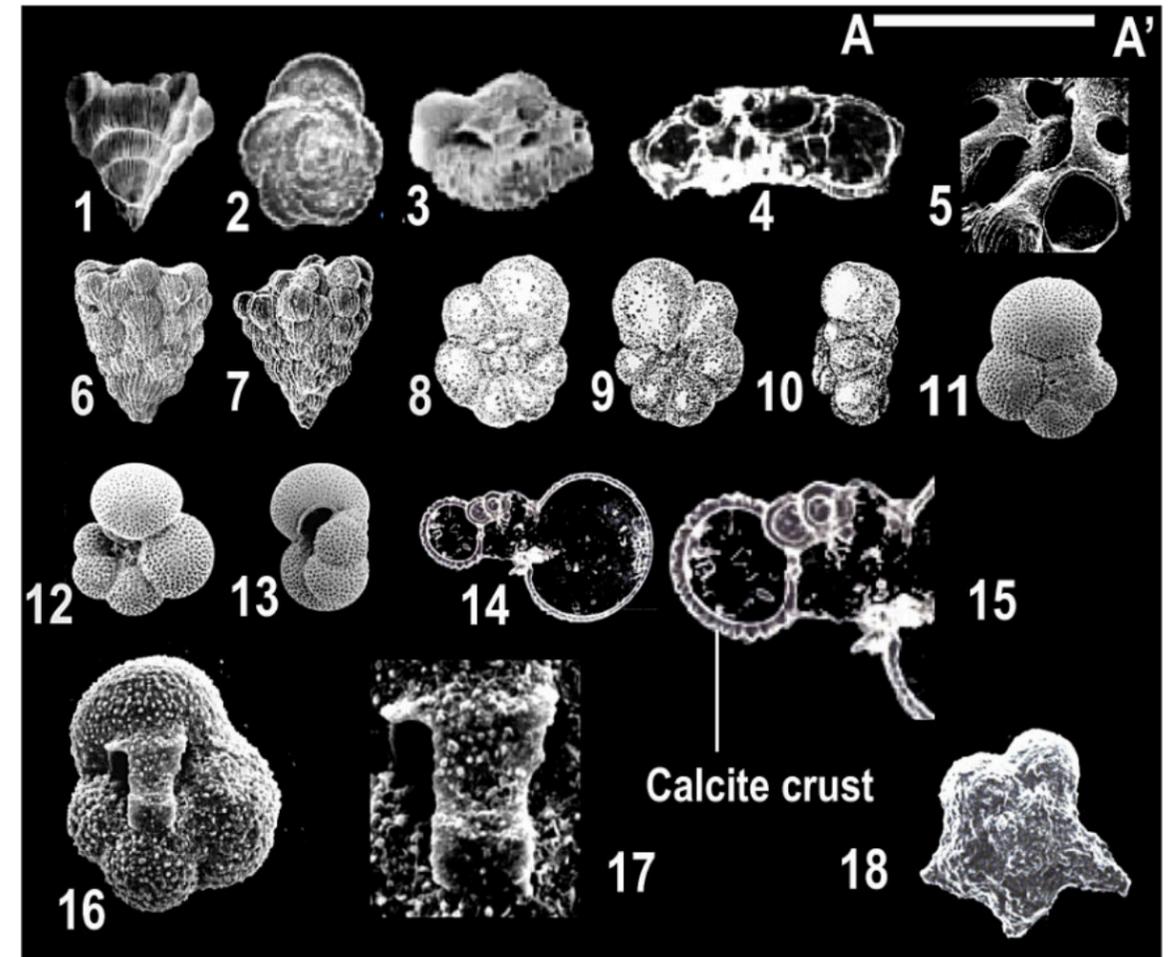


Figure 1D: Photographs of primary marker taxa for definition of Cretaceous-Tertiary Boundary.

1 *Pseudotextularia intermedia* de Klasz. Inverted image from Pessagno (1967, pl. 86, fig. 11). Scale A-A' = 102µm.

2-3 *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli). Spiral and oblique views from Pessagno and Longoria (1972, pl. 10, figs. 5-7). DSDP Leg 12, Site 111A, Core 11, Section 2: 76-79 cm. A-A' = 260 µm.

4 *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli) from Pessagno (1967, pl. 95, fig. 5). Vertical thin-section. Mendez Shale s.s. Sample locality MX 78 of Pessagno (1967, 1969). Distance between anterior and posterior parts of keel = 524 µm.

5 *Racemiguembelina fructicosa* (Egger). From Smith and Pessagno (1973, pl. 12, figs. 1-2). DSDP Leg III, Station 21, Barrel 3, Section 1, 0-2cm. Rio Grande Rise. Associated with *Abathomphalus mayaroensis*. Showing distribution of ponticuli extending from final ring of chambers around central cavity. Scale (A-A') = 236 µm.

6-7 *Racemiguembelina fructicosa* (Egger). From Smith and Pessagno (1973, pl. 12, figs. 1-2). DSDP Leg III, Station 21, Barrel 3, Section 1, 0-2cm. Rio Grande Rise. Associated with *Abathomphalus mayaroensis*. Note that the biserial stage comprises about one fifth of the length of the test. Multiserial stage consisting of small spherical to pyriform chambers lying in six or more horizontal planes. Test with medium-sized closely spaced costae. Ponticuli bridge central cavity. North-South Scales = 152µm.

8-10 *Parvularugoglobigerina eugebina* (Luterbacher and Premoli-Silva): Holotype. Scanning electron micrographs. Spiral, umbilical, and edge views. Scale = 120µm.

11-13 *Parasubbotina pseudobulloides* (Plummer). Spiral, umbilical, and apertural views. From Olsson et al. 1999, pl. 21, figs. 1-3. Midway Group, Texas. Sample 8030. Scale (A-A') = 260µm.

14-15 *Parasubbotina pseudobulloides* (Plummer). Thin-sectioned specimen from Postuma (1971). Note development of a calcite crust. The development of the calcite crust is one of the most important evolutionary events in the evolution of the Globigerinacea. Scale (A-A') = 175, 190 µm.

16 *Hossiella* spp. Burgos Basin, Rio Salado. Scanning electron micrograph. Scale (A-A') = 87.0 µm.

17 *Hossiella* sp. Burgos Basin, Rio Salado. Imperforate porticus. Scale (A-A') = 28.7 µm.

18 *Rugoglobigerina hanktinoides* Brönnimann. From Whittaker (1980). Guayguayare Formation. Upper Maastrichtian of Trinidad. Scale (A-A') = 135 µm.

mudstone occur. We assign these strata to the El Cercado Formation herein.

Longoria and Gamper (1992, p. 34, figure 10) recovered a planktonic foraminiferal assemblage from the El Cercado Formation at Arroyo Mimbral containing *Globotruncana aegyptiaca*, *G. arca*, *G. contusa*, *G. plummerae*, *G. trinidadensis*, *G. gansseri*, *Globotruncanita conica*, *Globotruncanita stuarti*, *Globotruncanita stuartiformis*, *Globotruncanella havanensis*, *G. monmouthensis*, *Globigerinelloides volutus*, *Rugoglobigerina rugosa*, *Pseudotextularia deformis*, *Racemiguembelina fructicosa*, *Heterohelix navarroensis*, *H. striatus*, and *Ventilabrella multicamerata*. This assemblage is assigned herein to composite Superzone 1, Zone 1B, Subzone 1B₂ and to the lower part of the upper Maastrichtian.

Magnetostratigraphy

Figure 5 shows a summary of Cretaceous polarity sequences based upon sea-floor magnetic anomalies and the paleomagnetic study of marine sediments. This figure was created from data from Larson and Hide (1975); Sclater and Fisher (1974); and Keating et al. (1975). Larson and Hide concluded that the location of the Cretaceous/Tertiary boundary at the base of anomaly 29 is apparently at odds with its occurrence in the reversely magnetized zone between anomalies 29 and 30 in the Gubbio, Italy section. They stated that the coincidence of this boundary with a magnetic reversal, coupled with abrupt change in lithology and paleontology, suggests the biostratigraphic boundary may lie within a hiatus. At Agost Spain, studies by Groot et al. (1989) indicate that the Cretaceous-Tertiary boundary occurs in the lower part of Chron C29.

Figure 6B shows the GSSP for the base of the Danian Stage selected by Molina et al. (2006). The El Kef locality is an extremely poor choice for the GSSP of the Danian. Far better choices for a Danian GSSP are available in North America in the type Mendez Shale along the eastern side of the Tamaulipas Arch (lat. 22.3 ° north; long. 98.2 ° west; see figure 1A) at kilometer 7.98 along the Manuel-Aldama Road at a roadcut near site BK7 (MMX1) (See Figure 6A

herein) and at its type locality at Mendez Station. At these localities, the type Mendez Shale (Mendez Shale s.s.) consists of hard red calcareous mudstone in the uppermost Maastrichtian, but suddenly changes to slightly calcareous red mudstone in the lowermost Danian. Pessagno et al. (2023B) stated that a well-preserved upper Maastrichtian planktonic foraminiferal assemblage was recovered at BK7/MMX1 between locality 208-31-1 and 208-34-3 at cm 208-34-3, 124 cm along the Manuel-Aldama Road. The senior author has found that the uppermost upper Maastrichtian samples contain *Abathomphalus mayaroensis* and occur above the last occurrence of *Globotruncana gansseri* and below the last occurrence of *Globotruncana*. As noted previously, the upper Maastrichtian-lower Danian boundary is easily recognized by the sudden disappearance of extremely large specimens of *Globotruncana contusa* and *Racemiguembelina fructicosa*. Keating et al. (1975) indicated that a magnetic reversal occurs here between anomalies 29 and 30. Figure 6A shows Table 1 of Keating et al. and information relative to Sites BK1-BK7 which includes the location of each site as well as pertinent notes about them. In the period from 1974 to 1980 a continuous section within the red mudstone of the Mendez Shale s.s. was exposed at locality MMX1 in the drainage ditch along then newly constructed Mexican Highway 81 (= Ciudad Gonzalez-Llera de Canales Road. See figures 6A-6B; 1.7k from Gonzalez). This succession crossed the Maastrichtian-Danian boundary. No event beds are present whatsoever. The top of Superzone 1, Zone 1A, Subzone 1A₁ was sharply defined in the red calcareous mudstone at the point where large Upper Cretaceous foraminifera such as *Racemiguembelina fructicosa* and *Globotruncana contusa* s.s. suddenly disappear. A thin white siliceous layer ~ 2cm (0.78in) bed (tuff?) thick rests conformably above the highest Maastrichtian beds. This horizon is in turn followed by 1.3f(2 m) of red siliceous to slightly calcareous mudstone containing minute Danian planktonic foraminifera assignable to Composite Superzone DAN (See Figure 2C). This contact is now covered by Recent sediment in the drainage ditch. However, it can be easily accessed by drilling.

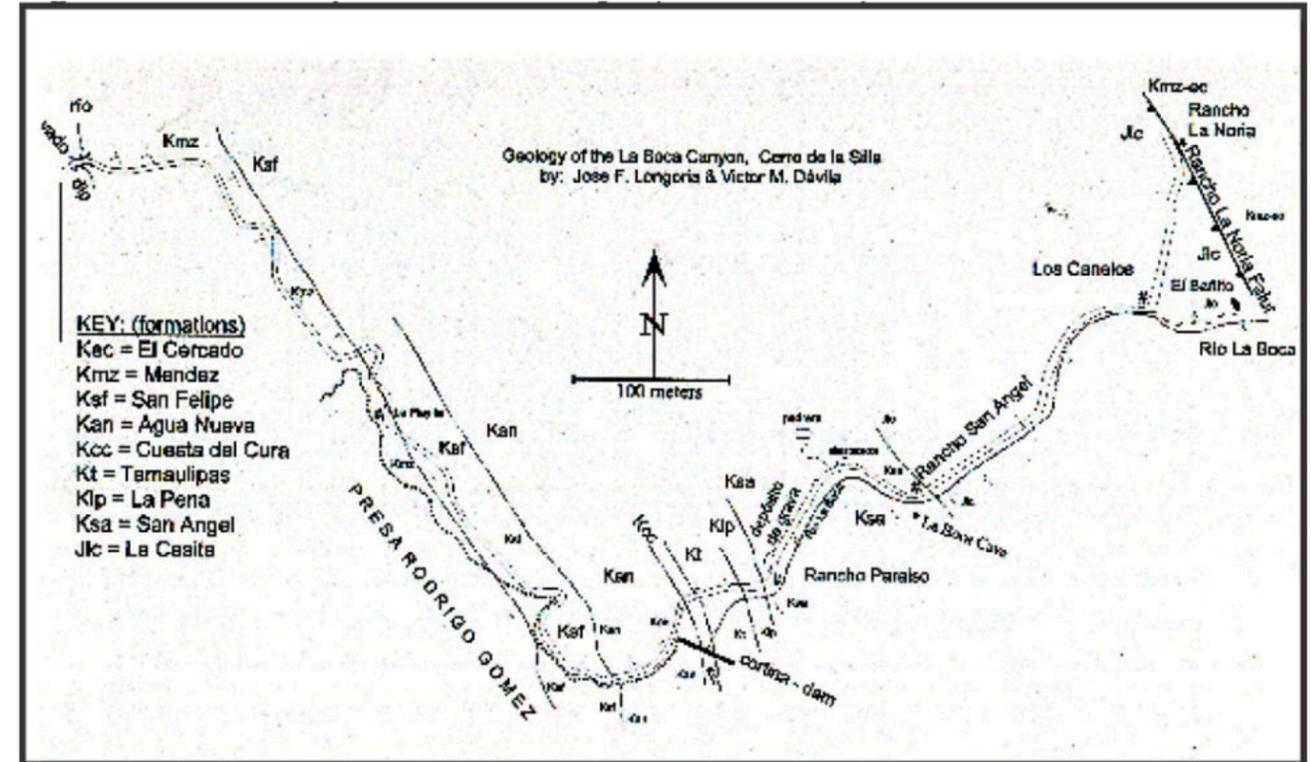


Figure 2A: Index map showing formations in the Sierra de Silla, Monterey, Nuevo Leon, Mexico. Note that the “DMZ” is actually the El Cercado Formation.

** Primary Marker Events See Figure 2A Primary Marker Taxa → Last occurrence ← First occurrence	LK		Upper Cretaceous										Series		
			Albian			Cenomanian			Turonian		Coniacian		Santonian		Stage
			upper	low	mid.	upper	low.	m.-up.	low.	upper	lower	upper pt.	Superzone		
			U K 6			U K 5		UK4		U K 3					
		6D	6C	6B	6 A	5 B	5 A	4A	4B	3C	3B	3A			
<i>Thalmaninella evoluta</i> **1	←														
<i>Planomalina buxtoni</i>	←														
<i>Rotalipora s.s.</i> **2	←														
<i>Rotalipora montsalvensis</i> **2	←														
<i>Planomalina buxtoni</i>	→														
<i>Thalmaninella greenhornensis</i> **3	←														
<i>Thalmaninella appeninica s.s.</i> **3	←														
<i>Anaticinella spp.</i> **2						↔									
<i>Dicarinella deformis</i> **5						←									
<i>Helvetoglobotruncana helvetica</i>							←								
<i>Marginotruncana marginata</i> **6								←							
<i>M. angusticarinata</i> **6									←						
<i>Marginotruncana sigali</i>										→					
<i>Pessagnoites ectorensis</i> **7										↔	↔				
<i>Pessagnoites mansfieldensis</i> **7										↔	↔				
<i>Martinella nuttalli</i>											←				
<i>Globotruncana bulloides</i>											←				
<i>Globotruncana fornicata</i>											←				
<i>Hastigerinoides alexanderi</i>											←				
<i>Dicarinella asymetrica</i>											←				
<i>Pseudoguembelina spp.</i> **8												←			
<i>Globotruncanita spp.</i> **9													←		
<i>Globotruncana linneiana</i> **10													←		

Figure 2B: Lower Cretaceous (upper Albian) to upper Santonian composite zonation of Pessagno et al. (1973).

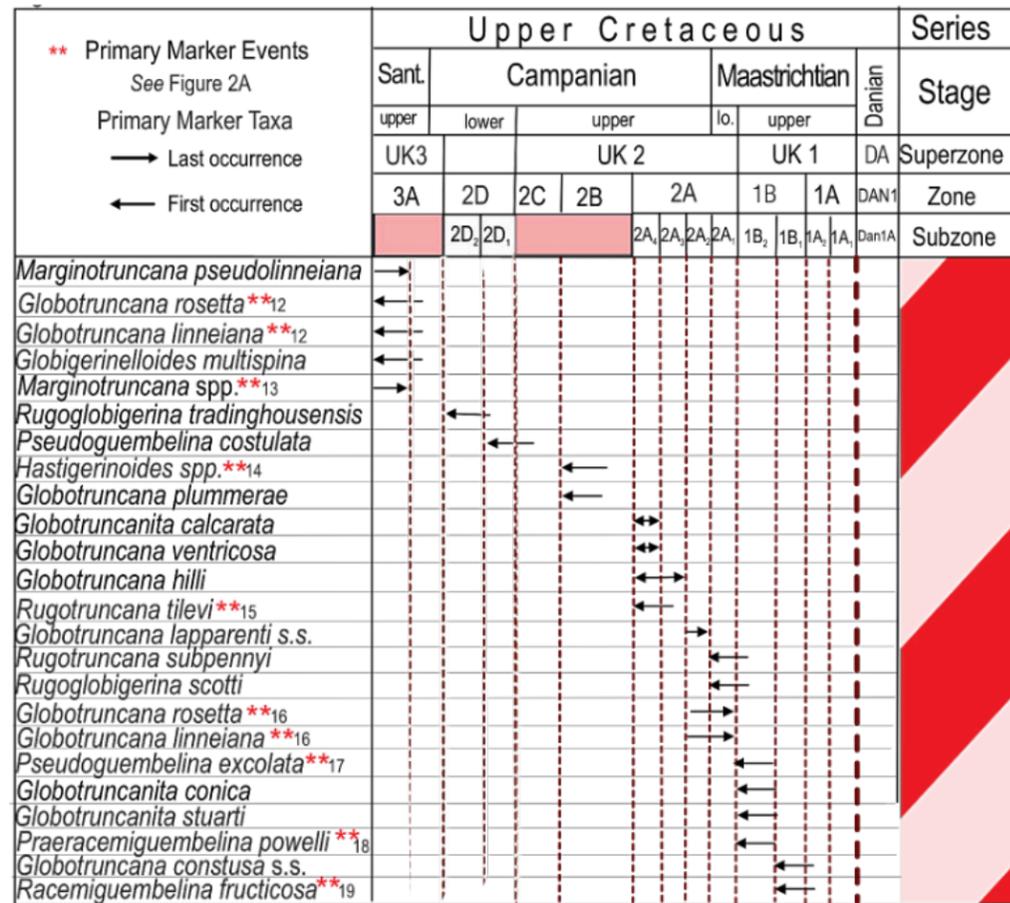


Figure 2 C: Upper Santonian to upper Maastrichtian planktonic foraminifera zonation.



Figure 3A: El Cercado Formation at Arroyo Mimbral.

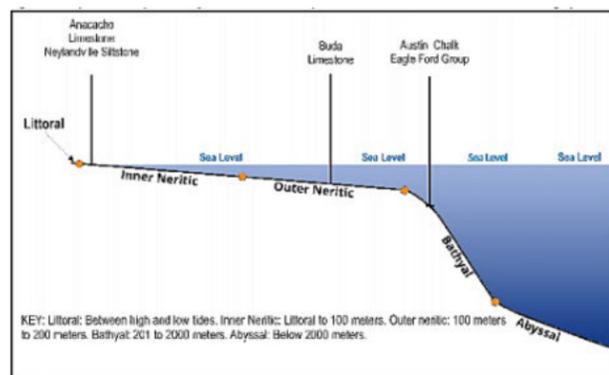


Figure 3B: Depths zones in present-day oceans relative to deposition of sediments forming Cretaceous lithostratigraphic units.

The GSSP for the base of the Danian at El Kef, Tunisia is badly flawed for the following reasons: (1) The Cretaceous-Tertiary boundary at El Kef is unconformable and (2) neither magnetostratigraphic nor geochronologic data are available. The Danian working group indicated that because of the presence of abundant planktonic foraminifera and calcareous nannofossils and Iridium, the GSSP strata can be easily correlated with sections containing megafossils such as that downstream from the FM413 bridge over the Brazos River, Falls County, Texas. The presence of Iridium above the Cretaceous-Tertiary boundary is doubtful. Studies by Montgomery et al. (1992) and Pessagno et al. (2023A) indicate that the Brazos River section, in Falls County, Texas south of the FM Road 413 bridge has been totally misinterpreted by the Danian working group. The so-called "event beds" at this locality are repeated three times. Moreover, a disconformity accompanied by a huge hiatus exists here at the Cretaceous-Boundary (See Figure 10 herein). The highest upper Maastrichtian beds are assignable to Composite Superzone 1, Zone 1B, Subzone 1B₁. The so-called event beds here were caused by the total collapse of the edge of continental shelf along the northern edge of the Balcones Fault Zone west of San Antonio due to a tectonic event known as the Seco Creek Event (See Pessagno, et al., 2023A). Immediately downstream from the Seco Creek Fault, the Anacacho Limestone consists of medium-gray, buff-weathering, frequently asphaltic limestone that formed from sediments deposited on a biostromal bank at innermost neritic depths of 25f(8m) (See Figure 3B herein). It is noteworthy that Longoria identified *Abathomphalus mayaroensis* in the upper part of the Anacacho Limestone. Other microfossils include very abundant inner neritic miliolids, larger foraminifera such as *Pseudorbitoides israelskyi*. Megafossils include abundant *Exogyra* and common rudistids which are indicative of depths of 25f(8m). The sharp contact along the Seco Creek Fault between the Anacacho Limestone and the overlying Escudido Formation marks a sudden change in depth from innermost neritic to outermost neritic (See Figure 3B).

Figure 6B shows the criteria for defining GSSP for Danian stage at El Kef, Tunisia. No magnetostratigraphic nor geochronologic data is presented for this section; this makes it difficult to correlate precisely with sections in east-central Mexico along the Mexican Highway 81 (Gonzalez-Llerena de Canales Road at MMX1(BK7) and for that matter at Gubbio, Italy. At the El Kef G.S.S.P., the succession consists of 14.5m(47.5f) of marl and marlstone; the lower part of the section consists 2m(6.5f) shale and clay which Molina et al. (2009) assign to their **Guembeltria cretacea Zone**. This correlation, however, is invalid. Smith and Pessagno (1973, Text-figure 3, p. 9, 16) established that *Guembelina cretacea* does not occur above Composite Superzone 1, Zone 1B, 1B₁. The senior author has found that *Guembeltria cretacea* is a neritopelagic species that only occurs deeper at bathyal and abyssal depths when it is reworked and carried down slope by turbidity currents. There is little doubt that the *Guembeltria cretacea* present at El Kef, Tunisia have been reworked. Moreover, the contact between the upper Maastrichtian is unconformable. The boundary stratotype for the Danian at El Kef is badly flawed. Another boundary stratotype should be selected in its place. Suitable replacements occur at Braggs, Alabama; locality MMX1 in Tamaulipas, Mexico; Agost, Spain; and at Gubbio, Italy.

According to Alvarez et al. (1980) the Cretaceous-Tertiary boundary is very well exposed at Gubbio, Italy in Battaccione Gorge and at Gorgo La Cirbara. The boundary occurs in a reddish-colored limestone known as the Scaglia Rosa. At Battaccione Gorge the matrix of the Scaglia Rosa consists of calcareous nannofossils which includes very large planktonic foraminifera such as *Globotruncana contusa* (See Alvarez et al. (1980, figure 10 and Figure 7A herein). It should be noted that the same sudden size change at the Cretaceous-Tertiary boundary occurs at Keating et al. (1975) locality BK7 and at Pessagno et al. (2023, figure 12B, p. 50) locality MMX1 (See Figure 6B herein). At the Cretaceous-Tertiary boundary the normally pink limestone of the Scaglia Rosa is comprised of a 1cm(0.39in) white bed which is barren of CaCO₃. Alvarez et al. also note that there is a zone 0.3m(0.98f) to 1m (3.28f)

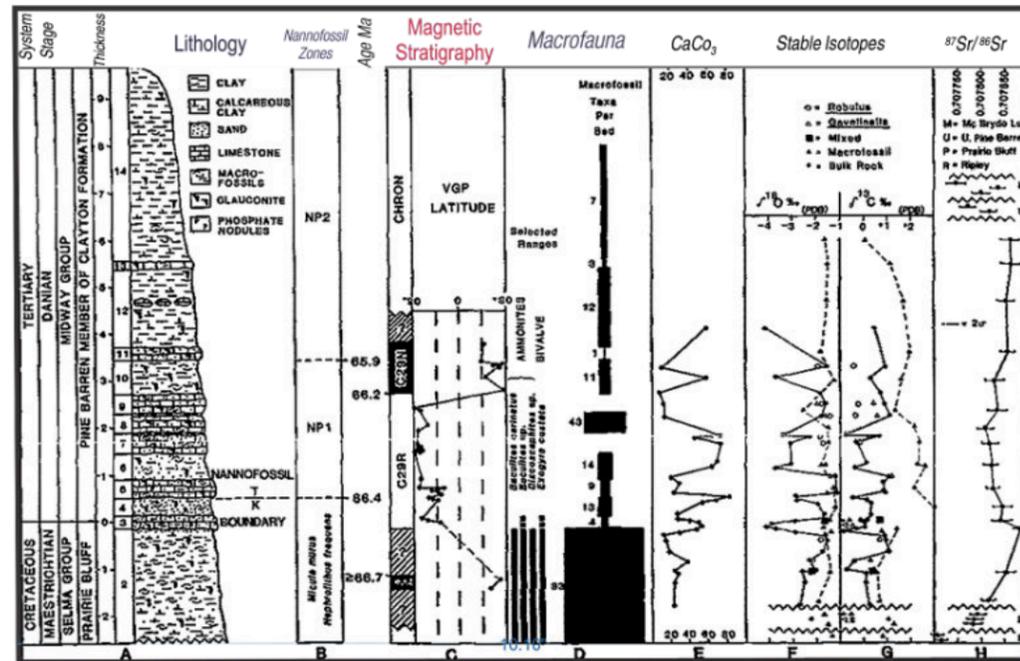


Figure 4 shows a lithostratigraphic section near Braggs, Alabama modified from Copeland and Mancini (1986). **B** and **C** show calcareous nannofossil and magnetostratigraphic zonations and their relationship to absolute ages for zonal boundaries. **D** shows the ranges of diagnostic mollusks (ammonite, bivalve) and the number of macrofossils beds. **E** includes the percent CaCO_3 . **F** and **G** display oxygen and carbon values, isotopic compositions of bulk rock, macrofossils, and benthonic foraminifera (*Robulus*, *Gavellinella*). **H** displays strontium isotopic ratios in macrofossils from this section as well as from intervals several meters above and below this section in the underlying Ripley Formation and lower Prairie Bluff Chalk and overlying McBryde Limestone. Note that the Cretaceous-Tertiary boundary occurs in the lower part of C29R, and at the boundary between lower Danian calcareous nannofossil zone NP1 and upper Maastrichtian calcareous nannofossil zone of *Miculus murus* and *Nephrolithus frequens*. Upper Maastrichtian lithostratigraphic units include the Selma Group and the Prairie Bluff Chalk. The Danian includes the Midway Group and the Pine Barren Member of the Clayton Formation.

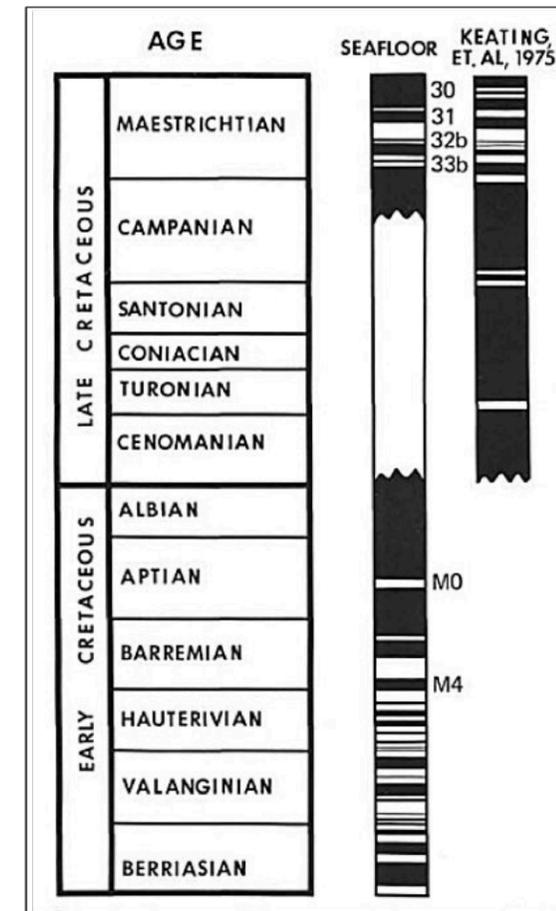


Figure 5 is a summary of Cretaceous polarity sequences based upon sea-floor magnetic anomalies and the paleomagnetic study of marine sediments. This figure was created from data from Larson and Hide (1975); Sclater and Fisher (1974); and Keating et al. (1975). Figure 6A: Table from Keating et al. (1975). This figure shows the sites sampled, their names, the road in which they occur, Kilometer post readings, and notes on each site. The most important sites are BK5, the type locality of the Mendez Shale at Mendez Station and Site BK7 the Cretaceous-Tertiary boundary site located in a ditch near Km 7.9 on the Manuel-Aldama Road.

in the uppermost Cretaceous in which the normally pink strata are totally white. The color in the lowermost part of this zone is gradational in color. However, its uppermost boundary is abrupt and corresponds to the extinction of upper Maastrichtian planktonic foraminifera and calcareous nannofossils. The Cretaceous-Tertiary boundary occurs in the lower part of Polarity Chron 29 (See Figure 10B). This horizon is correlative with the Polarity Chron 29 horizons at locality BK7 in east-central Mexico (See Keating et al. (1975); Braggs, Alabama; and Agost, Spain (See Figure 10A herein). Polarity Chron 29 has neither been observed at Zumaya, Spain nor at El Kef, Tunisia.

At Gubbio, Italy, Alvarez et al. (1980, p. 1096) determined that the geomagnetic reversal stratigraphy of the Upper Cretaceous and Paleocene could be correlated with the marine magnetic anomaly sequence as well as the extinction of planktonic foraminifera such as

Globotruncana and most of the calcareous nannoplankton. The planktonic foraminifera in the Gubbio sections have to be identified in thin-section. However, it should be noted that matrix-free planktonic foraminifera can be extracted from hard micrite using the acetic acid technique of Kariminia (2006). Examples are shown in Figure 10 herein.

At the GSSP for the base of the Danian at El Kef, Tunisia, it is surprising that neither magnetostratigraphic nor geochronologic data are available (See Figure 6B). This leaves a lot to be desired. The El Kef section was selected by the Danian working group for the following reasons: 1. The exposure is very complete; 2. the section here can be easily followed above and below the boundary along strike; 3. it is rich in planktonic foraminifera and calcareous nannofossils; 4. a basal rusty layer contains an Ir anomaly which allows correlation with both marine and continental sections; 5. the section is free of structural complications;

Site	Name	Road	Km	Notes
BK1	Kilometer 4.1	Gonzalez-Ignacio Zaragosa	4.1	BK1, BK3, BK4 are various roadcuts designated by Km distances on highway (4.1 being closest to Gonzalez 12.8 farthest)
BK2	Santa Gertruda	Tampico-Ciudad Mante	64.0	Opposite Rancho Santa Gertruda
BK3	Kilometer 4.6	Gonzalez-Ignacio Zaragosa	9.6	
BK4	Kilometer 12.8	Gonzalez-Ignacio Zaragosa	12.8	
BK5	Mendez Station		629.3	300m east of Mendez Station (type locality)
BK6	Kilometer 4.6	Manuel-Aldama	7.9	7.9Km from intersection of Tampico Ciudad Mante Highway
BK7	Kilometer 7.95	Manuel-Aldama	7.9	Upper portion of roadcut near Maastrichtian-Danian boundary

Figure 6A: Table from Keating et al. (1975). This figure shows the sites sampled, their names, the road in which they occur, Kilometer post readings, and notes on each site. The most important sites are BK5, the type locality of the Mendez Shale at Mendez Station and Site BK7 the Cretaceous-Tertiary boundary site located in a ditch near Km 7.9 on the Manuel-Aldama Road.



Figure 6B: MX2-MX4 = Site BK7 of Keating et al. (1975).



Figure 6C: Satellite image showing localities along Llerna-Gonzalez Road.



Figure 6D: Satellite photo showing locality MMX5 Mendez Shale s.s. at "Killer Bee Hill". Note red color which is typical of Mendez Shale s.s.

and 6. because no unconformities occur. The El Kef section is hardly complete. As noted previously, the presence *Guembilitria cretacea* above the Cretaceous-Tertiary boundary indicates the section is unconformable. Far better Cretaceous-Tertiary boundary candidates are available at other sections at Braggs, Alabama, Agost, Spain, and Gubbio, Italy. At Braggs, Lowndes County, Alabama the Cretaceous-Tertiary boundary occurs in the lower part of Polarity Chron C29R, and at the boundary between lower Danian calcareous nannofossil zone NP1 and upper Maastrichtian calcareous nannofossil zone of *Miculus murus* and *Nephrolithus frequens*. Upper Maastrichtian lithostratigraphic units include the Selma Group and the Prairie Bluff Chalk. The Danian includes the Midway Group and the Pine Barren Member of the Clayton Formation. It is clear from the studies shown above that the Cretaceous-Tertiary boundary occurs in the lower part of Polarity Chron C29 above Polarity Chron 30. Moreover, it occurs between the boundary of Superzone 1, Zone 1A, Subzone A₁ and Superzone Dan, Zone Dan1, Dan1A (See Figures 1B, 1D). The top of the Maastrichtian is marked by the final occurrence (LO) *Abathomphalus mayaroensis* and *Rugoglobigerina hankinoides*. Note that the first occurrence (FO) of *Hossiella* spp. occurs in the upper part of Subzone 1A₁. The base of the Danian is marked by the FO of Primary Marker Taxon *Parvularugoglobigerina euebina*. The lower part of Superzone DAN, Zone Dan1, Subzone Dan1A includes the LO of *Hossiella* spp., the FO of *Parasubbotina pseudobulloides*, and Primary Market Event (PME) PME23: FO of Globigerinacea with a calcite crust which is one of the most important evolutionary events in the history of the Globigerinacea. It is postulated herein that the calcite crust was developed as a ballast mechanism to get planktonic foraminifera away from unfavorable conditions at the surface (See Figure 1D herein). Figure 11B shows lithostratigraphic, biostratigraphic, and chronostratigraphic of selected localities at MMX1 (BK7) in (1) east-central Mexico; Braggs, Alabama, (3) Agost Spain (4) Zumaya, Spain (5) Gubbio, Italy and (6) El Kef, Tunisia.

1 East-Central Mexico

At MMX1(BK7) immediately below the Cretaceous-Tertiary boundary, the Mendez Shale s.s. consists of red highly calcareous mudstone containing very large planktonic foraminifera such as *Globotruncana contusa* and *Racemiguembelinas fructicosa*. The planktonic foraminiferal assemblage lacks *Globotruncana gansseri*, but still contains *Abathomphalus mayaroensis*. This assemblage is assignable to the uppermost Maastrichtian and to Composite Superzone 1, Zone 1A, Subzone 1A₁. Immediately, above the boundary there is a light gray siltstone 2cm (0.87in) thick which may represent a tuff. Immediately above the 2cm siltstone, the Mendez s.s. consists of slightly calcareous to siliceous red mudstone containing minute Danian planktonic foraminifera assignable to Superzone DAN, Zone DAN1, Subzone DAN1.

2 Braggs, Alabama.

At Braggs, Alabama studies by Jones et al. (2016) show biostratigraphic, geochemical and paleomagnetic changes across the Cretaceous/Tertiary boundary (See Figure 4). This comprehensive study shows lithostratigraphic units, their chronostratigraphic assignment, calcareous nannofossil zones, age in Ma, Magnetic stratigraphy, macrofossils (ammonites, bivalves), percent CaCO₃, Stable Isotopes, and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr values.

3. Agost and Caravaca, Spain.

This locality is located 1Km(0.6mi) north of Agost, Spain (See Figure 7B), Molina et al. (2012) indicated that Maastrichtian sediments consist of laminated gray marls and marly limestone beds with a 10cm(0.4in) dark clay layer with a basal 2mm thick rust-red layer. Moreover, they also indicated that below the marly clay interval a clay exists that is assigned to the their **Guembilitria cretacea Zone**. As noted previously, this correlation, however, is invalid. Smith and Pessagno (1972, Figure 3C) demonstrated that *Guembelitra cretacea* does not extend above Superzone 1, Zone 1B, Subzone 1B₂ in the Corsicana Formation of Texas.

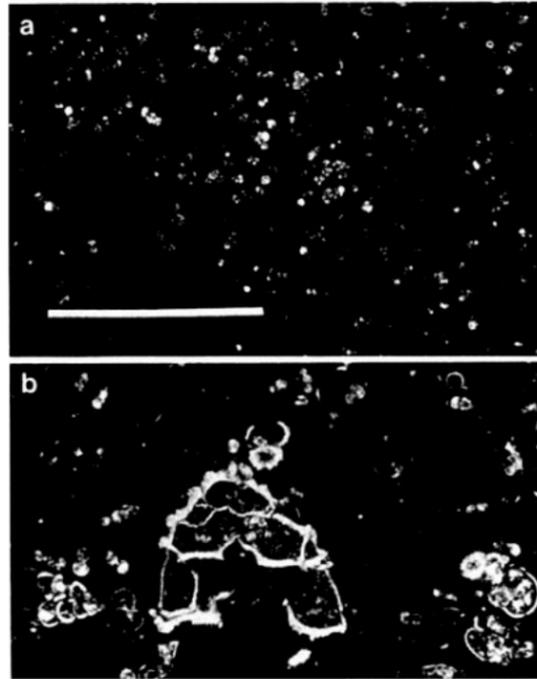


Figure 7A: Figure 1 of Alvarez et al. (1980) showing sudden change in size of planktonic foraminifera at the Cretaceous-Tertiary at Gubbio in the Bottaccione Gorge, Italy. Note huge specimen of *Globotruncana contusa*. This sudden change in size also can be observed in the Mendez Shale s.s. at locality BK7 of Keating et al. (1975) and Locality MXM1 of Pessagno et al. (2023, figure 12B, p. 70). Scale in figure = 1mm.

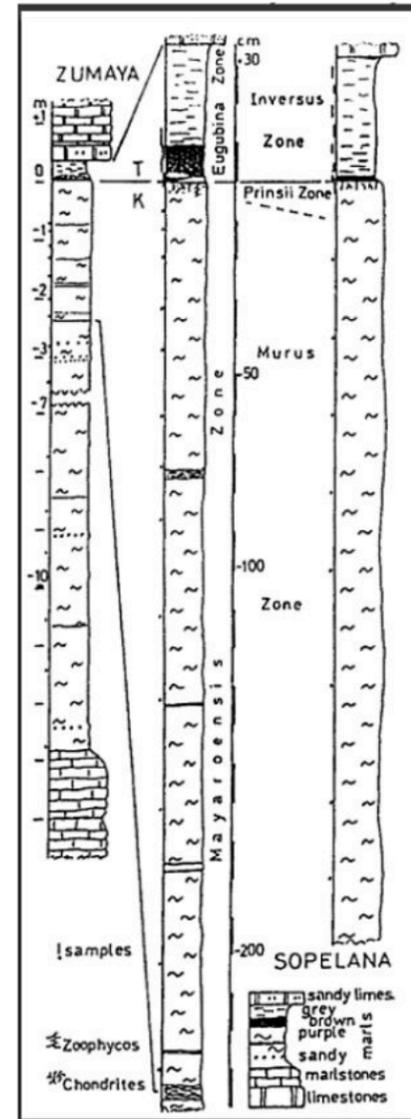


Figure 7C: Cretaceous-Tertiary boundary at Zumaya, Spain.

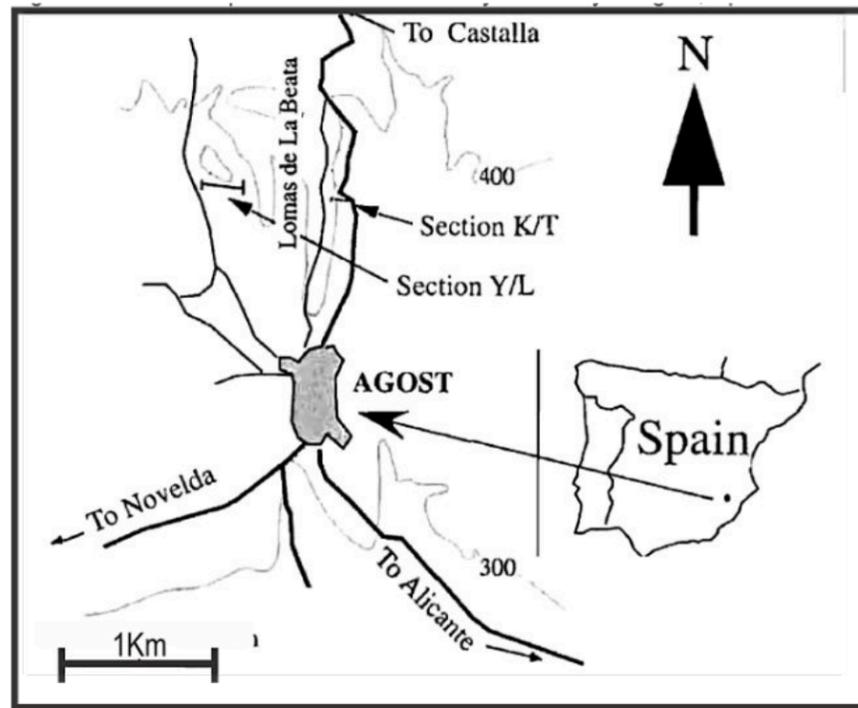


Figure 7B. Index Map for Section at Agost, Spain.

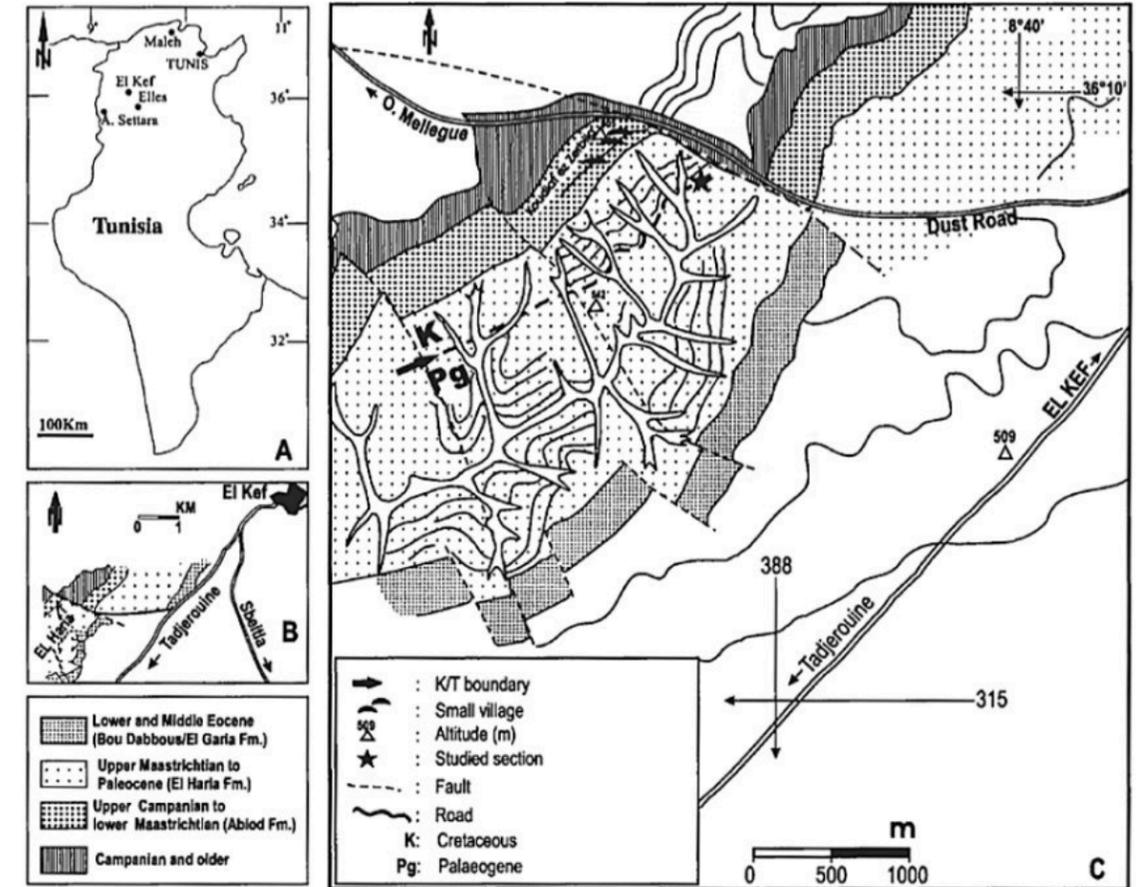


Figure 8: Lithostratigraphic, biostratigraphic, and chronostratigraphic of selected localities at MMX1 (BK7) in east-central Mexico; Braggs, Alabama, Agost Spain; Zumaya, Spain; Gubbio, Italy; and El Kef, Tunisia. 1 shows that the upper part of the *Parvulorugoglobigerna eugebina* Zone and the lower part of the *Parasubbotina pseudobulloides* Zone at Caravaca, Spain. Caravaca is located at 1Km (0.6mi) north of Agost, Spain (See figure 7B). Molina et al. (2012) indicated that Maastrichtian sediments consist of laminated gray marls and marly limestone beds with a 10cm(0.4in) dark clay layer having a basal 2mm(0.07in) thick rust-red layer. Moreover, they also indicated that below the marly clay interval a clay exists that is assigned to the their *Guembilitria cretacea* Zone. This correlation, however, is invalid. Smith and Pessagno (1972, Figure 3) demonstrated that *Guembilitria cretacea* does not extend above the last occurrence *Globotruncana gansseri* in the Corsicana Formation of Texas. Figure 10B "A" indicates the upper part of the *Parvulorugoglobigerna eugebina* Zone and the lower part of the *Parasubbotina pseudobulloides* Zone at Caravaca. Below the marly clay interval, a clay occurs that is assigned to the their *Guembilitria cretacea* Zone. It is important to note that Smith and Pessagno (1972, Figure 3) found that *Guembilitria cretacea* does not extend above the Composite Zone 1, Subzone 1B₁ in the Corsicana Formation of Texas. Moreover, it is important to note that *Guebilitria cretacea* is a neritopelagic species that only occurs at bathyal or abyssal depths when it is displaced by turbidites. It is conceivable that this horizon represents a turbidite. At Zumaya, Spain Percival and Fischer (1977, p. 7) indicated that the boundary clays consists of purple mudstone at Punta San Telmo (white polygonal area with "X" marks the center of the purple mudstone layer). The lower 10cm(3.9in) of the boundary mudstone are assignable to the *Abathomphalus mayaroensis* Zone whereas the upper 2cm(0.78in) contains very small Danian Globigerinids.

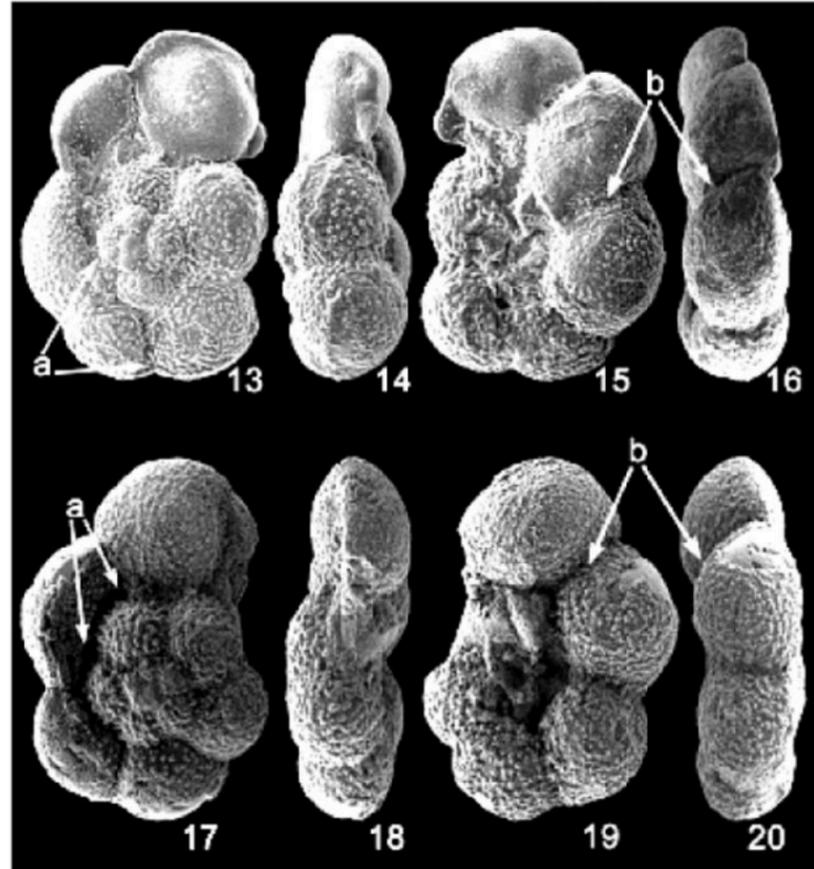


Figure 9: Examples of planktonic foraminifera extracted from indurated Austin Chalk samples from Pessagno et al. (2023, figure 3A).

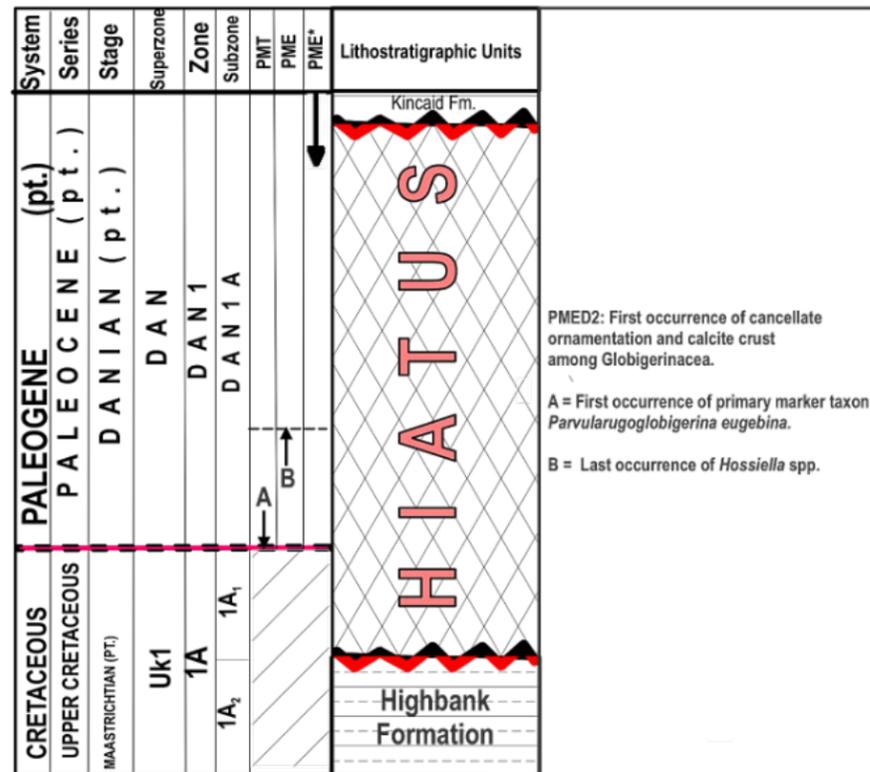


Figure 10: Highbank Formation at FM 413 bridge over the Brazos River, Falls County, Texas. Modified from Pessagno et al. (2023A).

* Iridium anomaly at Zumaya, Spain, Gubbio, Italy and El Kef, Tunisia

System	Series	Stage	Zone	Primary Marker Taxa	Nannofossil Zones	Polarity Chron	BK7	Braggs Alabama	Agost Spain	Zumaya Spain	Gubbio Italy	El Kef Tunisia
Cretaceous	Upper Cretaceous	Maastrichtian	UK1	Abathophialus mayaroensis	<i>Mucula murus</i>	C30	C30?	C30	C30	Absent	C30	Absent
				Rugoglobigerina hankinoides						Pseudotextularia intermedia	Absent	C30
Paleogene	Paleocene	Danian	DAN1	Parvularugoglobigerina euegbina	NP1	C29	C29	C29	C29	Absent	C29	Absent
				Parasubbotina pseudobullicoides						Hosielia spp.	Absent	C29

Figure 11A. Magnetostratigraphy of selected Cretaceous-Tertiary boundary sections.

* Iridium anomalies at Agost, Spain, Zumaya, Spain, Gubbio, Italy and El Kef, Tunisia

System	Series	Stage	Zone	Primary Marker Taxa	Nannofossil Zones	MMX1 (BK7)	Braggs Alabama	Agost Spain	Zumaya Spain	Gubbio Italy	El Kef Tunisia
Cretaceous	Upper Cretaceous	Maastrichtian	UK1	Abathophialus mayaroensis	<i>Mucula murus</i>	NP1	Mendez Shale s.s.	Prairie Bluff Formation	Flysch	Scaglia Rosa	El Kef
				Rugoglobigerina hankinoides							
Paleogene	Paleocene	Danian	DAN1	Parvularugoglobigerina euegbina	NP1	MMX1 (BK7)	Pine Bluff Member of Clayton Formation	Flysch	Flysch	Scaglia Rosa	El Kef
				Parasubbotina pseudobullicoides							

Figure 11B. Correlation of lithostratigraphic, biostratigraphic, and geochemical data from selected Cretaceous-Tertiary boundary sections.

In Figure 11B “1” indicates that the upper part of the **Parvulorugoglobigerna eugebina Zone** and the lower part of the **Parasubbotina pseudobulloides Zone** at Caravaca. Below the marly clay interval, a clay occurs that is assigned to the their **Guembilitria cretacea Zone**. It is important to note that Smith and Pessagno (1972, Figure 3) found that *Guembilitria cretacea* does not extend above Composite Superzone 1, Zone 1B₂ (See Figures 1B and 1C herein) in the Corsicana Formation of Texas. Moreover, it is important to note that *Guebilitria cretacea* is a neritopelagic species that only occurs at bathyal or abyssal depths when it is displaced by turbidity currents (See Figure 3B).

4. Zumaya, Spain

Percival and Fischer (1977) made a comprehensive investigation of the Zumaya Cretaceous-Tertiary boundary section. They noted that along the northern coast of Spain near Bilbao eastward to and beyond the French border a thick sequence of marine strata of Cretaceous (Albian) to Eocene age occurs. This succession is mostly flysch. However, the section at the Maastrichtian-Danian boundary occurs in what these authors refer to as “a flysch quiet zone” lacking turbidites especially in the last few meters of the upper Maastrichtian and lower Danian (See Figure 11B). The upper Maastrichtian and lower Danian part of the section is exposed in two sections: one at Punta de San Telmo and the other at Rio Urola. Unfortunately, most of the Rio Urola section had been destroyed by quarrying. The section at Punta San Telmo consists of steeply dipping strata whereas the strata at Río Urola are overturned. This interval at San Telmo consists of 75m(246f) of reddish purple to greenish gray marlstone which includes the lower 10cm(3.9in) of the boundary horizon and is assigned herein to Composite Superzone 1, Zone 1A, Subzone 1A₁ herein.

According to Percival and Fischer (1977, p. 4), the upper 2cm(0.78in) contains very small Danian Globigerinids. They indicated that the following 335cm(132in) are likewise gray with greenish limestone appearing at the top.

5. Gubbio, Italy

Alvarez et al. (1980) determined that both the planktonic foraminifera and most calcareous nannofossils became extinct at the same horizon in the Gubbio section at Battaccione Gorge. They indicated that there is a 1cm(0.4in) layer of white clay in the uppermost Maastrichtian immediately below the lower-most Tertiary beds. The lowermost Tertiary beds are totally void of CaCO₃. Hence, there is no paleontological record available. Alvarez et al. further indicate that there is a boundary layer in the upper Maastrichtian in which the normally pink color of the Scaglia Rosa has become white. This boundary layer is normally 0.3m(0.98f) to 1m(3.28f) thick. It is gradational at its base but is very sharply defined at its top at the point where all upper Maastrichtian planktonic foraminifera and most calcareous nannofossils become extinct. At this point in the succession, extremely large planktonic foraminifera such as *Globotruncana contusa* s.s. suddenly disappear at the top of the Maastrichtian. In the lower Danian, the planktonic foraminifera are minute (See Alvarez et al. (1980, figure 10 and Figure 7A herein). Exactly the same situation exists at Locality MMX1 (BK7) in east-central Mexico. As noted under Magnetostratigraphy, both the Gubbio section and that at MMX1 section occur in the lower part of the Magnetochron 29 (See Figure 11A herein).

Conclusions

1. As noted by Pessagno et al. (2023B), field evidence generated from a continuous succession of red mudstone comprising the type Mendez Shale or Mendez Shale s.s. lacks event beds. Moreover, this field evidence clearly indicates that the bolide hypothesis of Alvarez et al. (1980) is totally invalid. This succession occurs along the southern part of the Tamaulipas Arch (See Figure 1A herein) and only 20mi(187km) from Arroyo Mimbral.
2. Magnetostratigraphic data from east-central Mexico; Braggs, Alabama; Agost, Spain; and Gubbio, Italy indicates that the Cretaceous-Tertiary boundary is situated in the lower part of Polarity Chron C29 (See Figure 11A).
3. Iridium anomalies occur at Agost, Spain; Zumaya, Spain; Gubbio, Italy; and at the Danian GSSP in El Kef, Tunisia (See Figures 6B, 11A-11B).

4. The extinction of most organisms at the end of the Cretaceous is not due to the impact of an asteroid as advocated by Alvarez et al. (1980), but is due to the eruption of the Deccan Traps Supervolcano in west-central India. This represents one of the largest volcanic provinces on Earth. The Deccan Traps consists of flood basalt over 2,000m(6,600f) thick that covers more than 500,000Km(200,000 sq. Mi) (See Keller et al. (2008), Keller (2008), Keller et al. (2009a,b).

5. It is likely that the development of a calcite crust with cancellate Globigerinids like *Parasubbotina pseudobulloides* was a ballast mechanism for getting planktonic foraminifera away from unfavorable conditions at the surface.

References Cited

- Alvarez, L. W., Alvarez W., Asaro, F., and Michel, H., 1980. *Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary Extinction*. Science: 208, 1448: 1095-1108.
- Gartner, S., and Jiang, M. J., 1985. *The Cretaceous/Tertiary boundary in east-central Texas*. Transactions of Gulf Coast Association Geological Society: p.35.
- Groot, J. J., de Jong, R. B. G., Langereis, C. G., ten Kate, W. G. H. Z., and Smit, J., 1989. *Comments on the paper Magnetostratigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary at Agost (Spain)*. Earth and Planetary Letters 94: 385-397.
- Jones, D. S., Mueller, P. A., Bryan, J. R., Dobson, J. P., Channell, J. E. T., Zachos, J. C., and Arthur, M. A., 2015. *Biotic, Geochemical, and paleomagnetic changes across the Cretaceous/Tertiary boundary at Braggs, Alabama*. Geology: 15: 311-315.
- Karaminia, S. M., 2006. *Extraction of calcified Radiolaria and other calcified fossils from micritic limestone utilizing acetic acid*. Micropaleontology: 50(3): 301-306, 5 figures, 2 plates.
- Keating, B., Hellsley, C. E., Pessagno, E. A., Jr. 1975. *Late Cretaceous Reversal Sequence*. Geology, 3(2):73-76.
- Keller, G., 1989. *Extended Cretaceous-Tertiary boundary extinctions and delayed change in planktonic foraminifera from the Brazos River, Texas*. Paleooceanography 4: p.287.
- Keller, G., Adatte, T., Gradin, S., Bartolini, A., Bajpai, S., 2008. *Main Deccan volcanism phase ends at the K-T mass*

extinction: Evidence from the Krishna-Godavari Basin, SE India. Earth and Planetary Science Letters: 286: 293-311.

Keller, G., 2008. *Cretaceous climate, volcanism, impacts, and biotic effects*. Cretaceous Research. 29: (5/60): 754-771.

Keller, G., Sharma, R., Khosla, A., Khosla, S.C., Bajpai, S., 2009a. *Early Danian planktic foraminifera from Intertrappean beds at Jhilmili, Chhindwara District, Madhya Pradesh, India*. Jour. Foram. Res.: 39(1), 40-55.

Keller, G., Adatte, T., Bajpai, S., Khosla, A., Sharma, R., Widdowson, M., Khosla, S.C., Mohabey, D.M., Gertsch, B., Sahni, A., 2009b. *KT Transition in Deccan Traps of central India marks major marine seaway across India*. EPSL: 282: 10-23.

Keller, G., Bhowmick, P.K., Upadhyay, H., Dave, A., Reddy, A.N., Jaiprakash, B.C., Adatte, T., 2011. *Deccan volcanism linked to the Cretaceous-Tertiary Boundary (KTB) mass extinction: New evidence from ONGC wells in the Krishna-Godavari Basin, India*. J. Geol. Soc. India. 78: 399- 428.

Keller, G., 2012. *The Cretaceous-Tertiary Mass Extinction, Chicxulub Impact and Deccan Volcanism*. In: Talent, J. (ed.), *Earth and Life, Extinction intervals and Biogeographic Perturbations through Time*. Springer Science and Media, Dordrecht: 759-793.

Keller, G., Adatte, T., Bhowmick, P.K., Upadhyay, H., Dave, A., Reddy, A.N., Jaiprakash, B.C., 2012. *Nature and timing of extinctions in Cretaceous-Tertiary planktic foraminifera preserved in Deccan intertrappean sediments of the Krishna-Godavari Basin, India*. EPSL: 341-344; 211-221.

Keller, G., 1989. *Extended Cretaceous-Tertiary boundary extinctions and delayed populations change in the planktonic foraminifera from the Brazos River, Texas*. Paleooceanography 4: 287.

Keller, G., 2014. *Deccan volcanism, the Chicxulub impact, and the end-Cretaceous mass extinction: Coincidence? Cause and Effect?* In Keller, G., Kerr, A. (eds.), *Volcanism, Impacts and Mass Extinctions: Causes and Effects*, Geological Society of America Special Paper 505.

Lamolda, M.A. (1990). *The Cretaceous-Tertiary boundary crisis at Zumaya (Northern Spain)*. Micropaleontological data. In: Kauffman, E.G., Walliser, O.H. (eds) *Extinction*

Events in Earth History. Lecture Notes in Earth Sciences, vol 30. Springer, Berlin, Heidelberg.

Longoria, J. F. and Davila, V., 1979. *Estratigrafía y Microfacies Del Cerro de La Silla SE de Monterrey*. Bol. Dept. Geol. Univ-Sonora. 2, 1: 65-95.

Longoria, J. F. and Gamper, M. A., 1992. *Planktonic foraminiferal biochronology across the K/T boundary of Mexico: Implications for timing the extraterrestrial bolide impact in Yucatan*. Bol. AMPG, XLB (2): 19-40.

Meléndez, A. and Molina, E. 2008. *The Cretaceous-Tertiary (KT) boundary*. In: A. García-Cortés et al. eds. *Contextos geológicos españoles*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España. 107-113.

Molina, E., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J. A., Gallala, N., Hardenbol, J., Von Salis, K., Steurbaut, E., Vandenberghe, N., and Zaghbiv-Turki, D., 2006. *The Global Boundary Stratotype Section for the base of the Danian Stage (Paleocene, Paleogene, "Tertiary Cenozoic") at El Kef, Tunisia-Original and revision*. Episodes 29(4): 263-278. 29(4): 263-278

Montgomery, H., Pessagno, E. A., Jr., Soegaard, C., Smith, C., Muñoz, I., and Pessagno, J., 1992. *Misconceptions, concerning the Cretaceous/Tertiary boundary at the Brazos River, Falls Country, Texas*. Earth and Planetary Sciences Letters: 109. 593-600.

Muir, J. M., 1936. *Geology of the Tampico Region, Mexico*. Book: Amer. Assoc. of Petrol. Geol.: 1-280.

Murray, G. E., 1961. *Geology of the Atlantic and Gulf Coastal Plain province of North America*. Harper: 692.

Olsson, R. K., Miller, K. G. Browning, J. V., Habib, D., Sugarman, P. J., 1997. *Ejecta layer at Cretaceous-Tertiary boundary, Bass River, New Jersey (Ocean Drilling Project Leg 174AX)*. Geology 25(8): 759-762.

Pessagno, E. A., Jr. 1967. *Upper Cretaceous planktonic foraminifera from the Western Gulf Coastal Plain*. Paleontographica Americana: 5(37): 249-441, pls. 48-101, figures 1-63.

Pessagno, E. A., Jr. 1969. *Upper Cretaceous stratigraphy of the western Gulf Coast area of Mexico, Texas, and Arkansas*. Geol. Soc. Amer. Memoir 111: 1-139.

Pessagno, E. A., Jr., Longoria, J. F., Smith, C. C., AlShuaibi, A. A., Thompson, L. B., Graham, J., and Holloway, J. W., 2023B. *Planktonic foraminiferal zonation and stratigraphy of Cretaceous and Lower Paleogene strata of the Western Gulf Coastal Plain and the Caribbean*. Maya Revista de Geociencias: 1-85.

Punekar, J., et al., 2014. *Effects of Deccan volcanism on the paleoenvironment and planktic Foraminifera: A global Survey*, in Keller, G., Kerr, A. (eds.), *Volcanism, Impacts and Mass*

Extinctions: Causes and Effects. Geological Society of America Special Paper 505, doi:10.1130/2014.2505(04).

Smith, C. C. and Pessagno, E. A., Jr., 1973. *Planktonic foraminifera and stratigraphy of the Corsicana Formation (Maastrichtian) North-Central Texas*. Cushman Foundation for foraminiferal Research Special Publication Number 12: 1-67, pls. 1-27, figures 1-24.

Foro de discusión Discussion Forum

A sugerencia de uno de nuestros lectores, a partir de la revista de agosto de 2022, 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 Geociencias.

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

Francisco de Asís Formell Cortina

RESUMEN

Se describen y detallan los diferentes factores que intervienen en la formación y desarrollo de las cortezas de intemperismo ferro-cobalto níquelíferas de Cuba oriental y los ricos yacimientos minerales asociados con ellas, así mismo se revela la zonación geoquímica característica de esas cortezas.

ABSTRACT

Different factors controlling the origin and development of nickel-cobalt and iron bearing weathering crusts of Eastern Cuba are detailed described. Also the characteristic geochemical zonation of them is revealed.

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

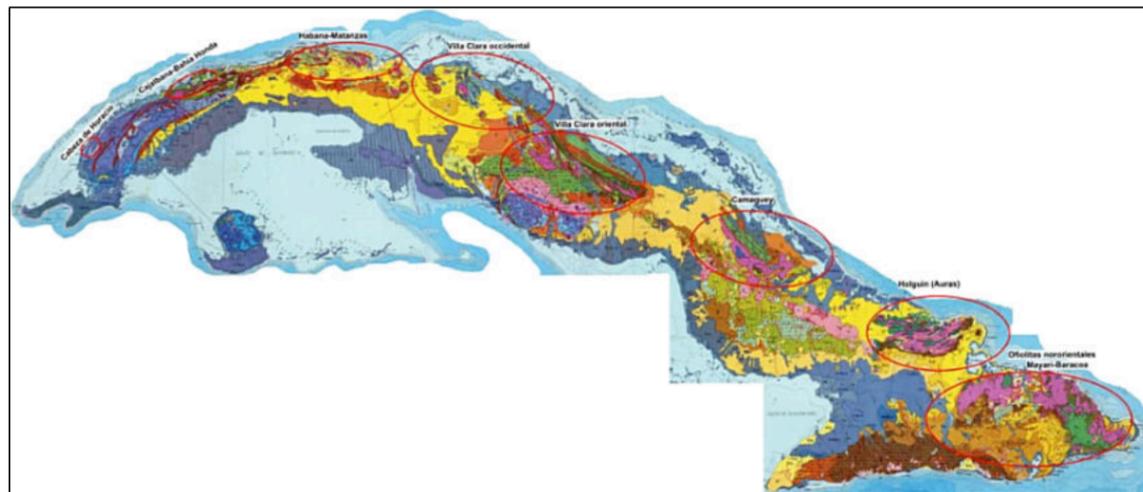


Figura.1. Distribución geográfica de las ofiolitas de Cuba, asociadas a depósitos de cortezas de intemperismo, en gran parte de carácter comercial.

FACTOR CLIMÁTICO

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

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

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

FACTOR PETROGRÁFICO

De acuerdo con las relaciones estructuro-tectónicas, todos los yacimientos de níquel están distribuidos a lo largo de la zona de desarrollo de fragmentos de la litosfera oceánica antigua la cual forma un cinturón alargado y estrecho de dirección sublatitudinal constituido por rocas del complejo ofiolítico. Las regularidades estructuro-tectónicas de localización de las rocas ultrabásicas determinan, al mismo tiempo, el carácter de la distribución de los yacimientos ferro-cobalto-níquelíferos; para estos, el factor petrográfico juega también un importante papel. Como es conocido, los yacimientos de níquel están vinculados exclusivamente con los mantos dunito-peridotíticos. Las cortezas de intemperismo que se forman sobre otras rocas ultrabásicas, por ejemplo, piroxenitas y hornblenditas frecuentemente son pobres en níquel y cobalto. En Cuba, las cortezas de intemperismo níquelíferas se desarrollan predominantemente sobre rocas de composición harzburgítica (ver Figura. 1).

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

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

Entre las harzburgitas aparecen cuerpos aislados y diques de lherzolitas, dunitas y plagioperidotitas, el eluvio de las cuales, puede ser níquelífero, pero su contenido de níquel siempre será considerablemente menor que en el eluvio de las peridotitas. En las ultrabásicas aparecen también minerales hidrotermales como clorita, carbonatos, sulfuros, talco y otros, los cuales toman parte, sin transformación, o muy subordinada transformación, en la formación de las cortezas meníferas y de los yacimientos vinculados con ellas.

Un rasgo importante de las peridotitas es su sistemático agrietamiento romboedral. Todo el sistema de grietas y diaclasas en las ultrabásicas transcurre como paralelepípedos oblicuos o romboédricos (ver Figura 2.). Esa característica proto-tectónica de las ultrabásicas resulta crucial frente a los procesos de intemperismo porque ese sistema de grietas favorece la infiltración de las aguas meteóricas y, por tanto, la consecución del intemperismo; y es de tal forma decisivo que la frecuente formación de bolsones en el perfil de la corteza es resultado precisamente de la existencia de ese agrietamiento prototectónico. De esa forma, los bolsones ocrosos deliencan, vistos en planta, las grietas romboédricas originales. Un ejemplo clásico de este fenómeno se observa claramente en el substrato del yacimiento Sol Líbano donde la corteza fue totalmente explotada (ver Figura 3). Allí se alinean los bloques ligeramente alterados de las peridotitas que no pudieron ser explotados.



Figura 2. Estructura de las ultrabasitas en el yacimiento Sol de Líbano.

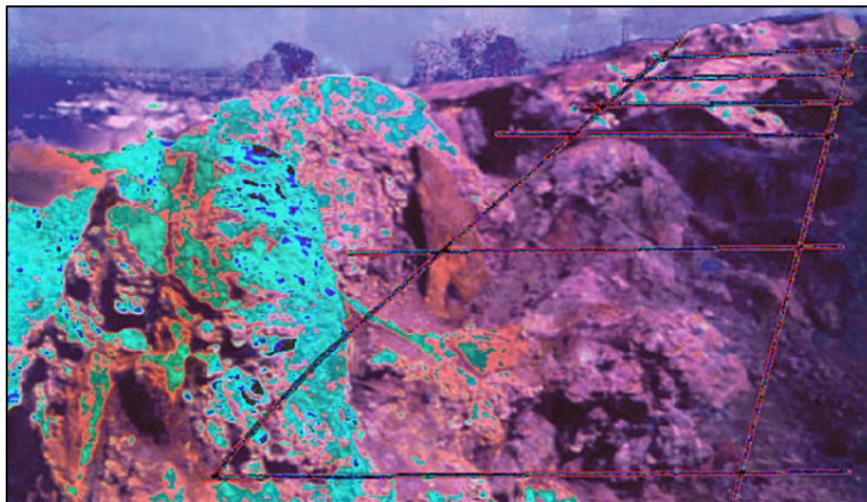


Fig. 3 Substrato de Sol Líbano después de la explotación.

FACTOR GEOMORFOLÓGICO

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

útiles. La ausencia de cualquiera de estos requisitos impide el desarrollo de los yacimientos minerales. Como ejemplo se puede señalar que en Cuba existen llanuras constituidas por ultrabasitas con alturas absolutas de 20-50 m sobre las cuales no es conocido un solo yacimiento de níquel. Por otra parte, en los lugares suficientemente elevados, pero con superficies muy inclinadas las cuales exceden el “ángulo de pendiente crítica”, tampoco son favorables para la formación de yacimientos hipergénicos de níquel. En tales superficies, a pesar del intenso drenaje que asegura el intemperismo químico los productos resultantes no se acumulan y por tanto no se forman yacimientos minerales. (ver Figura 4).

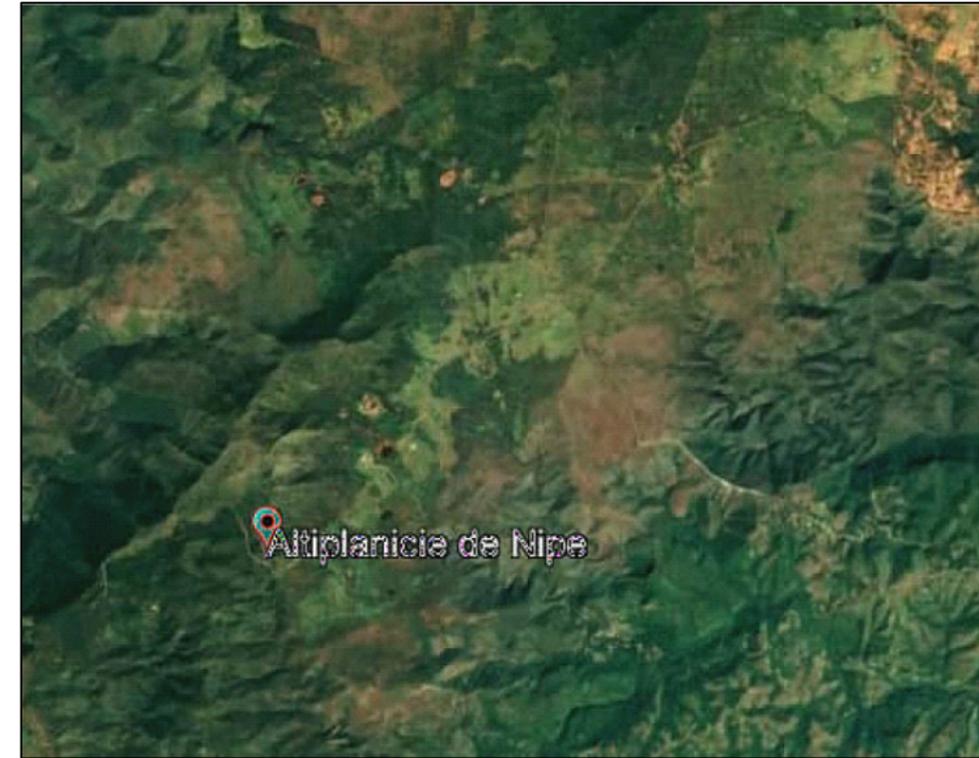


Figura 4. Vista aérea del peniplano antiguo desmembrado, región de la Sierra de Nipe. Cuba oriental. Foto Google Earth.

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

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

PRIMER GRUPO

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

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

Según nuestra opinión, la formación intensa de las cortezas de intemperismo comenzó solamente después que la superficie del Mioceno fue elevada como resultado de movimientos neotectónicos de bloques. Estos bloques en los cuales se fraccionó la antigua superficie única quedan fijados por los cursos antecedentes de los ríos Mayarí, Levisa, Sagua, Moa y otros, cuyos cursos siguen zonas de debilidad tectónica de dirección meridional; en algunos de ellos los arroyos afluentes tienen también un origen tectónico asociado a las fallas secundarias de tipo plumaje, como en el caso del río Levisa y sus afluentes.

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

De esta manera, se puede afirmar que las cortezas de intemperismo que se desarrollan sobre las superficies en forma de meseta que coronan las montañas del sistema orográfico de Nipe-Baracoa no son más antiguas que el Plioceno. Con esas superficies están vinculados importantes yacimientos industriales de níquel, como Pinares de Mayarí, amén de otras áreas con potentes cortezas de intemperismo como Los Mulos, Cupeyal, Piloto, Iberia y Buenavista. Esos yacimientos se caracterizan por poseer perfiles abreviados y contener menas oxidadas de níquel. (ver Figura 5).



Figura. 5 Corteza de intemperismo en la superficie de Pinares de Mayarí, al fondo la loma de Mensura

SEGUNDO GRUPO

Los levantamientos del Pleistoceno-Holoceno se fijan muy bien en la región más oriental por la presencia de terrazas de abrasión marina descritas detalladamente en la zona de Punta de Maisí por J. Isaac del Corral (J.I. del Corral, 1944) y que fueron estudiadas posteriormente por numerosos investigadores, Furrzola y Judoley (1984), Núñez Jiménez (1962); etc. En la región de Moa se desarrollan una serie de superficies escalonadas sobre las que se desarrollan ampliamente las cortezas de intemperismo níquelíferas y a las cuales, nosotros le asignamos una génesis abrasiva correlacionándolas con las terrazas de Maisí. La génesis abrasional de estas superficies escalonadas se demuestra por los siguientes hechos:

- Su distribución a lo largo de la costa y su coincidencia con los contornos actuales de esta.
- Su presencia solamente en las laderas de los macizos adyacentes al océano y su ausencia en las laderas opuestas.
- El paso gradual de los niveles mas bajos hacia la plataforma marina.
- Las superficies frecuentemente cortan los sedimentos del Eoceno, Oligoceno y Mioceno caracterizados faunísticamente, que bordean los macizos ultrabásicos, como se observa en la región de Yamanigüey y por esto son indudablemente más jóvenes que las formaciones indicadas.
- **La coincidencia de las cotas absolutas de estos niveles con las cotas de las terrazas de abrasión marina Pleistoceno-holocénicas de la región de Punta de Maisí descritas por José Isaac del Corral (1944). (ver Figura 6)**



Figura. 6. Terraza de abrasión (20-25m) cubierta de corteza de intemperismo. Región de Cupeyal. Edad Pleistoceno Superior. Al fondo sistema de terrazas escalonadas Sierra de Moa.

La estrecha relación entre las terrazas marinas y aluviales también permiten datar la edad de las terrazas marinas como cuaternarias. Como demostró Lilienberg (1972), la edad de las terrazas marinas y fluviales de Cuba, varían desde el Pleistoceno Inferior al Holoceno. En la región de Moa distinguimos 8 niveles de terrazas marinas que son:

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

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

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

En correspondencia con la opinión de la mayoría de los investigadores sobre la edad Pleistoceno Inferior-Holoceno de las terrazas marinas de Cuba, es posible datar relativamente las cortezas de intemperismo niquelíferas desarrollados en la región de Moa y que incluyen los yacimientos de playa La Vaca, Cupey, Quesigua, Punta Gorda, Moa, Atlántico, Las Camariocas, Cantarana y otros. Estos yacimientos poseen generalmente perfiles abreviados, a veces completos con predominancia de las menas oxidadas. Los factores climáticos, por ejemplo, determinan el volumen de aguas que ingresa al sistema y su temperatura. Los factores estructuro-tectónicos condicionan las propiedades de permeabilidad de las rocas y las preparan para la conducción de las aguas. La composición petrológica de las rocas determina el carácter y la dirección de las reacciones químicas que surgen durante la interacción agua-roca y el enriquecimiento primigenio de los distintos elementos químicos. Así mismo, la situación geomorfológica determina la intensidad del posible drenaje y el grado de conservación de la mineralización hipergénica frente a la destrucción sincrónica o posterior.

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

FACTOR HIDROGEOLÓGICO, CONDICIONES HIDROGEOQUÍMICAS E HIDRODINÁMICAS CONCURRENTES.

El factor hidrogeológico determina las condiciones hidrodinámicas del proceso de mineralización hipergénica y sus regularidades hidrogeoquímicas. La comparación de las zonalidades de los yacimientos de níquel desarrollados en regiones con muy distintos regímenes hidrodinámicos permite mostrar las regularidades hidrogeoquímicas en la formación y distribución de los yacimientos minerales hipergénicos de níquel en Cuba. (Ver Fig. 7).

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

El nivel de las mismas está situado a una profundidad que oscila desde algunos metros hasta varias decenas de metros. La alimentación de las aguas subterráneas se debe principalmente a las precipitaciones atmosféricas. Las regiones de alimentación están en las partes elevadas del relieve. Las regiones de descarga ocupan las zonas bajas en los valles erosionados, donde se observan numerosos manantiales. Debido a que las precipitaciones atmosféricas juegan el papel principal en la alimentación de las aguas subterráneas, el nivel de estas últimas sufre notables

oscilaciones en las diferentes estaciones del año. La amplitud de estas oscilaciones durante el año puede alcanzar 10-13 metros, así pues, la humedad de las rocas intemperizadas en ese intervalo varía cíclicamente.



Figura. 7. Zoinas bajas del relieve en los valles erosionados. Región de Sol de Líbano.

A causa de que la distribución de las precipitaciones atmosféricas es irregular a lo largo y ancho del territorio de Cuba, la abundancia de agua en las rocas también es desigual para las distintas regiones geográficas del país. De acuerdo con esto tenemos que en la provincia de Las Villas la cantidad de precipitaciones alcanza cerca de 1000 mm/año (Núñez Jiménez, 1965), en la región de Nicaro 1197-1932 mm/año (Cherepnev y otros, 1962), en la región de Moa 2338-3088 mm/año (Kozhanov y otros, 1962). Además de esto, se observa una marcada dependencia entre la cantidad de precipitaciones atmosféricas y las cotas del relieve. Según los datos de las estaciones meteorológicas citados en los materiales de los informes sobre la región de Nicaro (Cherepnev y otros, 1962), la cantidad de precipitaciones caídas en un año a una altura de 450 metros (yacimiento Ramona), es vez y medio mayor que a una altura de 120 metros (yacimiento Ocuja).

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

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

Esta interacción condiciona la intensidad de migración de los elementos químicos, y por consiguiente, la intensidad de los procesos de intemperización. De acuerdo con el grado de intensidad de la transferencia de aguas, en las regiones de desarrollo de las cortezas de intemperismo níquelíferas de Cuba es posible distinguir 4 zonas hidrodinámicas (ver figura 8), que concuerdan con las principales unidades geomorfológicas. Estas zonas son:

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

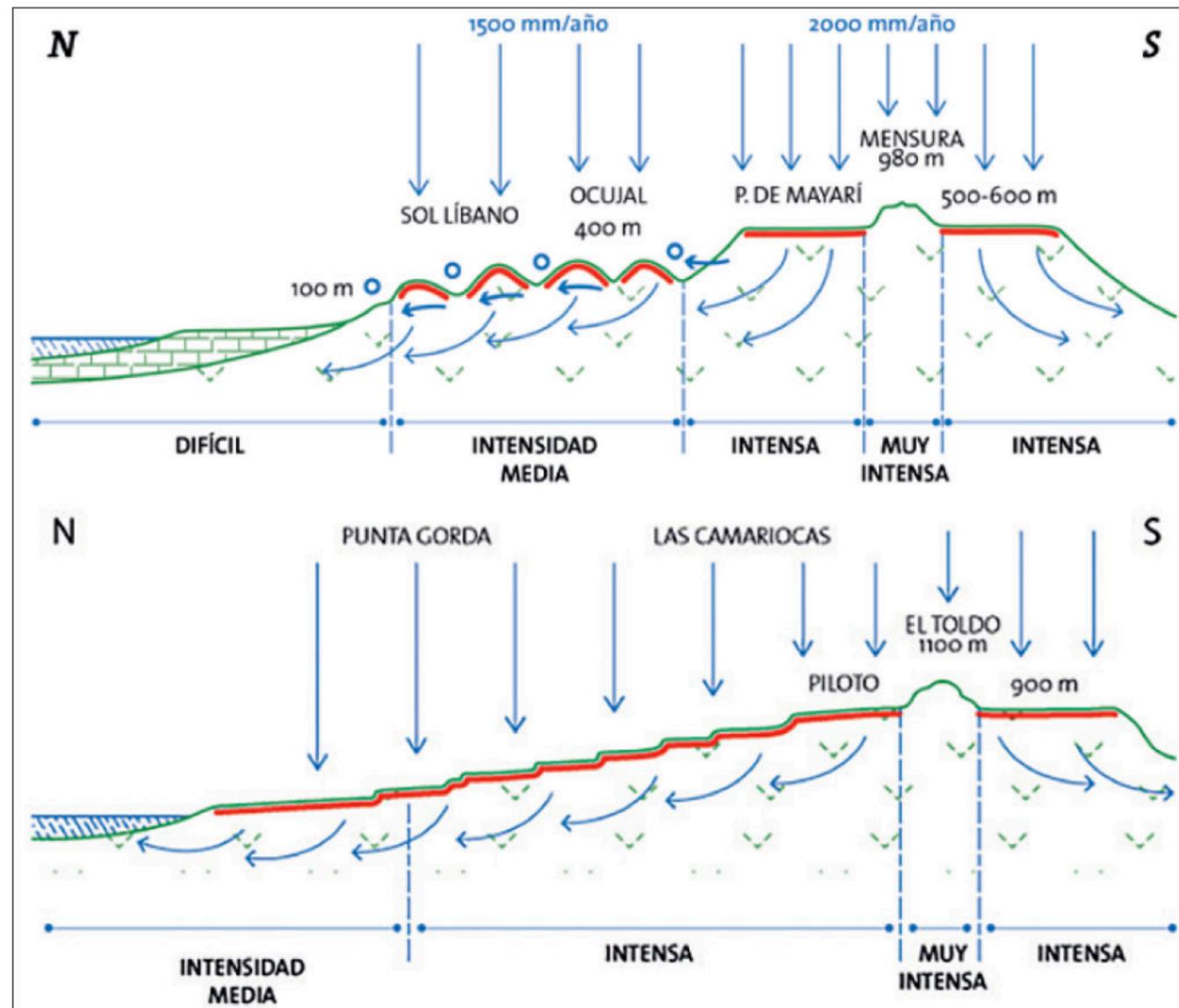


Figura. 8. Zonas hidrodinámicas de acuerdo con el grado de intensidad de la transferencia de aguas.

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

Estas regiones se caracterizan por la mayor cantidad de precipitaciones (hasta 3 088 mm/año) y por temperaturas del aire relativamente bajas. La acusada diferenciación del relieve, formado como resultado de los levantamientos en bloques del Plioceno-Cuaternario (Pusharovsky y otros, 1965), da como resultado que las regiones de alimentación de las aguas subterráneas, en esta zona, estén elevadas a cientos de metros sobre las regiones de descarga. Esto condiciona el predominio del desagüe superficial sobre el desagüe subterráneo, a pesar del considerable agrietamiento de las rocas ultrabásicas, y, por consiguiente, de la gran velocidad de filtración. La presencia de divisorias de las aguas de pendientes abruptas y cimas puntiagudas, sin aplanamiento, también contribuye a este fenómeno.

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

ZONA DE TRANSFERENCIA DE AGUAS MUY INTENSA

Tabla 1. Análisis de las aguas tomadas en la zona de transferencia muy intensa de aguas en la región del Alto de La Calinga (en mg/l)

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

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

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

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

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

Tabla 2. Análisis de las aguas tomadas en la zona de transferencia intensa de aguas en la región de Pinares de Mayarí (en mg/l).

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

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

La potencia de la corteza de intemperismo generalmente es de 3-5 m. En las zonas de agrietamiento intenso de las rocas, que son las más favorables para la infiltración de las aguas subterráneas, agente principal del intemperismo, la potencia de la corteza de intemperismo puede aumentar hasta 10-20 m. Siguiendo la periferia de las elevaciones en forma de mesetas, están desarrolladas las formas erosivo-tectónicas del relieve (M. V. Chejovich, 1962). Ellas forman laderas abruptas (con un ángulo de pendiente >30-35°) de una extensión considerable, y con estrechos valles en forma de "V".

Estas formas se pueden observar a lo largo de la periferia septentrional, noroeste y occidental de la meseta de Pinares de Mayarí, en los cursos medio y superior, de los ríos Medio, Pinos, Seco y otros. La corteza de intemperismo en estos lugares prácticamente no existe, ya que a pesar de que las condiciones hidrogeológicas son favorables (transferencia de aguas intensa), los factores geomorfológicos y, en primer término, la inclinación de las pendientes, impiden la acumulación y conservación de los productos de intemperización que se han formado. El conjunto de los factores hidrogeológicos y geomorfológicos favorables condiciona no solamente la formación y conservación de la corteza de intemperismo, sino también su composición sustancial. De este modo se puede decir que el drenaje intenso de las superficies elevadas y peniplanizadas del tipo de Los Mulos y Pinares de Mayarí, conduce a una reelaboración total de la corteza de intemperismo y a la formación consecuente de un perfil ocroso. El perfil esquemático generalizado de la corteza de intemperismo en la región de Pinares de Mayarí se puede representar de abajo hacia arriba del siguiente modo:

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

El límite entre el tercer y el cuarto horizonte no se distingue. Las concreciones de hierro se observan también en la zona de los ocreos estructuro-texturales, pero su cantidad es menor y son menos duras, que en el cuarto horizonte. En la parte superior del perfil la cantidad y dureza de las concreciones aumentan paulatinamente. El espesor del horizonte donde las concreciones rellenan los ocreos, con frecuencia coincide con la profundidad de penetración del sistema de las raíces de vegetación; a esto se refieren en su trabajo V. I. Finko y sus coautores (1966). Nuestras investigaciones también han demostrado que el espesor del horizonte con concreciones de hierro, cuando en él crece un bosque de pinos, es mayor, y cuando crece una capa de hierbas, es menor. Según toda probabilidad, esta regularidad está vinculada con la cantidad de ácidos orgánicos desprendidos por la vegetación, los cuales contribuyen a la migración parcial y a la redistribución del hierro y a la formación en consecuencia de las concreciones. La estrecha relación entre la potencia de este horizonte y la actual capa vegetal permite suponer una edad joven (inclusive hasta la actual) para la formación de las concreciones de hierro. La tercera zona hidrodinámica zona de transferencia de aguas de intensidad media está situada en la superficie de nivelación aún más baja y fuertemente diferenciada, y con cotas absolutas de nivel desde 500 hasta 100 m. donde con mayor claridad se manifiesta esa zona es en la región de Nicaro.

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

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

El primero ha sido formado como resultado de la diferenciación de la superficie de nivelación con los niveles de 300-500 m, el segundo en los niveles de 100-200 m. La diferenciación de las superficies de nivelación ocurrió tan intensamente que se dificulta seriamente distinguirlas en el relieve actual. La espesa red de las corrientes de aguas superficiales divide la región en una serie de pequeñas colinas con laderas suaves y con divisorias de las aguas onduladas, que vistas en planta presentan contornos caprichosos. En la parte inferior de las laderas, los valles de los arroyos a menudo cambian su dirección de submeridional a sublatitudinal, lo que está relacionado, evidentemente, con la presencia de las antiguas zonas de debilidad tectónicas, donde ocurrieron con más intensidad los procesos de erosión.

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

ZONA DE TRANSFERENCIA DE AGUAS DE INTENSIDAD MEDIA

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

Tabla 3. Análisis de las aguas en las zonas de intensidad media de transferencia de aguas en la región de los yacimientos Sol Líbano y Ocuja (en mg/l).

No. de la muestra	No. 2	No. 7	No. 12	No. 14	No. 21	No. 25
Lugar de toma de la muestra	Parte oriental de Sol Líbano manantial	Parte occidental de Sol Líbano manantial en la ladera	Parte central de Sol Líbano curso superior del arroyuelo	Parte occidental de Sol Líbano curso superior del arroyuelo	Parte oriental de Ocuja curso superior del arroyuelo	Parte meridional de Ocuja, manantial
pH	7.3	7.5	7.5	7.5	7.5	7.1
Fe ²⁺	-	-	-	-	-	-
Fe ³⁺	-	-	Trazas débiles	0.6	0.05	0.05
Ni	0.075	0.07	-	0.07	0.01	0.015
Al	0.086	-	0.012	0.1	0.02	0.01
SiO ₂	36	34	60	48	72	52

Ca ²⁺	-	4.2	-	-	3.2	1.18
Mg ²⁺	27.9	43.0	45.9	27.4	42.4	24.0
HCO ₃ ⁻	170.8	219.6	256.2	244.0	219.6	122.0t
CO ₃ ²⁻	-	12.0	24.0	12.0	-	-
SO ₄ ²⁻	4	10	4	No Det.	6	6
Cl ⁻	15.2	No Det.	20.2	16.6	No Det.	8.5
Capacidad de oxidación bicromática	-	No. Det.	1.56	0.84	-	1.2

Es evidente que la disminución de la transferencia de aguas contribuye a una prolongada acción de las reacciones químicas, y por consiguiente, al aumento de la efectividad de los procesos del intemperismo. Por eso no es casual que prácticamente toda la superficie de las rocas ultrabásicas en esta zona hidrodinámica esté cubierta por un manto de la corteza de intemperismo. La corteza de intemperismo cubre tanto las cimas de las divisorias de las aguas como las laderas cuyo ángulo no exceda el ángulo de la pendiente crítica (> 30-35°). La potencia de la corteza de intemperismo oscila entre 5 y 10 m. Los espesores mayores se observan en las partes inferiores de las laderas, en los lugares de su aplanamiento. En presencia de las zonas tectónicas de trituración, las cortezas de intemperismo forman en las laderas o en las divisorias de las aguas, bolsones con una potencia de 20 m.

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

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

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

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

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

Los factores tectónico-estructurales también influyen grandemente en la potencia y composición de la corteza de intemperismo. En cierta medida esto sucede porque los factores estructurales influyen en el grado de intensidad de la transferencia de aguas. Un ejemplo clásico es el yacimiento Moa. El relieve de la región de Moa recuerda el relieve bajo montañoso y de colinas de la región de Nicaro. Es un rasgo notable la presencia de la potente dislocación tectónica, con la cual coinciden las principales zonas del yacimiento (en primer lugar, la falla establecida por I. Z. Korin y sus coautores, 1967). La zona de dislocación tiene dirección submeridional y se considera como si fuera un sistema de drenaje, que reúne las aguas subterráneas provenientes de las montañas de la Sierra de Moa, que rodean en forma de circo al yacimiento. La circulación de las aguas a lo largo de este sistema, en unión a la gran cantidad de precipitaciones atmosféricas, creó en la región de Moa las condiciones para una transferencia de aguas intensa y condujeron a la formación de una potente corteza de intemperismo. Estos factores explican, evidentemente, el fenómeno de que a pesar de la semejanza de las condiciones geomorfológicas con la región de Nicaro, en la región del yacimiento de Moa no se observa un perfil nontronítico, sino un perfil ocroso, que recuerda el perfil del yacimiento Pinares de Mayarí, que también está situado en la zona de transferencia de aguas intensa.

En la base del yacimiento Moa yacen peridotitas masivas compactas, serpentinizadas y desintegradas en grado considerable de color gris oscuro hasta negro con matices verdosos. Sobre ellas yacen las serpentinitas lixiviadas las cuales conservan la estructura del tipo bloque núcleo y grieta-reticular de las rocas madres, pero al mismo tiempo son deleznable, desmoronándose en las manos. El color de las serpentinitas lixiviadas es amarillo sucio con matices verdosos. La potencia visible es de 1-5 m. La parte superior de ellas está fuertemente ocritizada y gradualmente se convierte en ocres estructuro-texturales, deleznable porosos de color amarillo claro hasta carmelita oscuro. La potencia de la zona de ocres según datos de Linchenat y Shirokova oscila entre 1 y 40 m (Linchenat, Shirokova, 1964). La amplitud considerable de las variaciones de la potencia de la corteza ha sido provocada evidentemente por la diferente posición de las zonas de dislocación tectónica. En la parte superior del perfil la zona de ocres estructuro-texturales se transforma gradualmente en ocres rellenos de concreciones de hierro. La potencia de este horizonte es de 1-3 m (Ver Figura 9).



Figura.9 Corte de la corteza de intemperismo en el yacimiento Moa, zona A

ZONA DE DIFÍCIL TRANSFERENCIA DE AGUAS

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

Debido a que este territorio está constituido por un complejo de rocas sedimentarias, la composición química de las aguas no fue estudiada, a excepción de una sola muestra tomada en las serpentinitas desintegradas, kerolitizadas, débilmente lixiviadas, que afloran cerca de la intersección de la carretera Mayarí-Nicaró y el ramal ferroviario Ocujal-Nicaró. Geomorfológicamente esa llanura se considera análoga a la llanura suavemente ondulada que se ha desarrollado sobre las rocas ultrabásicas en la provincia de Camagüey.

Condiciones geomorfológicas análogas provocaron la formación de condiciones hidrogeológicas semejantes, las cuales se caracterizan por la difícil transferencia de aguas. Una circulación muy lenta de las aguas subterráneas trae

como consecuencia la formación de esa zona de aguas más mineralizadas (tabla 4).

Tabla 4. Análisis de las aguas tomadas en la zona de difícil transferencia de aguas en las regiones de los yacimientos Ocuja y Redención (en mg/l)

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

La mineralización general de las aguas alcanza 1 – 1.5 g/l. Sin embargo, a diferencia con las zonas hidrodinámicas anteriormente estudiadas, el aumento de la mineralización general no ocurrió proporcionalmente al aumento del contenido de los principales elementos formadores de rocas, sílice y magnesio, aquí en la zona de difícil transferencia de aguas; esta regularidad se quebranta. Cuando alcanzan determinada magnitud, próxima evidentemente al equilibrio, los contenidos de sílice en las aguas se estabilizan a medida que aumenta la mineralización general. La disminución de la transferencia de aguas y la ausencia de las regiones de descarga dificultan la extracción y el transporte de la sílice y no favorecen los procesos de intemperización química. La composición química de las aguas en esa zona tiene lugar con una gran participación de la concentración por evaporación y a veces estas aguas subterráneas pueden compararse con las aguas de la salmuera continental a diferencia de las aguas de lixiviación,

desarrolladas en las zonas hidrodinámicas precedentes.

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

En esta misma provincia, son conocidas también las cortezas de intemperismo redepositadas. Un ejemplo típico de ellas es el yacimiento magnésico Redención. V. I. Finko y sus coautores (1966) establecieron que este yacimiento se formó a causa de la reelaboración y redeposición de la antigua y potente corteza de intemperismo, cuya edad es anterior al eoceno medio. Estos procesos de formación de la corteza de intemperismo, actualmente en la zona de difícil transferencia de aguas, están muy débilmente desarrollados a pesar de la presencia de un extenso peniplano, que es considerado por V. P. Petrov (1968) como la condición fundamental para la formación de las potentes cortezas de intemperismo. Las comparaciones hechas anteriormente de las condiciones hidrogeoquímicas e hidrogeológicas con la morfología, potencia y composición de la corteza de intemperismo, demuestran que las cortezas de intemperismo más potentes están distribuidas en las zonas de transferencia de aguas intensa y en las de transferencia de aguas de intensidad media. En estas mismas zonas están situados los más grandes yacimientos explorados y en explotación de níquel.

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

En la tabla 5, anteriormente citada, también se señala la dependencia de la composición química de las aguas, con la composición de las rocas acuíferas. En cada una de las distintas zonas hidrodinámicas se observa claramente el aumento de la mineralización general y del contenido del magnesio y sílice en las aguas, a medida que se pasa de los ocres, que caracterizan la culminación de los procesos de formación de la corteza de intemperismo, a las serpentinitas desintegradas, características de los estadios primarios. El coeficiente $HCO_3^{-1} : SiO_2$ permite juzgar hasta qué punto aumenta el desplazamiento de la sílice con el aumento de la mineralización general. Este mismo coeficiente muestra que el máximo desplazamiento de sílice se observa en la zona de transferencia de aguas de intensidad media. Al mismo tiempo en la zona de difícil transferencia de aguas, el desplazamiento de sílice se retrasa con relación al ulterior aumento de la mineralización general de las aguas.

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

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

Bajo su influencia comienzan en las grietas los procesos de hidratación y lixiviación de los silicatos. Los principales elementos formadores de rocas, magnesio y silicio pasan a la solución. Sus contenidos medios en las aguas subterráneas, tomadas de las ultrabasitas desintegradas, alcanzan 52 mg/l para el magnesio y 60 mg/l para la sílice. Las concentraciones máximas pueden alcanzar 130mg/l y 160mg/l respectivamente. Sin embargo, debido a que la migración de los componentes tiene lugar por sistemas de grietas finas, la modificación de la composición química general de las rocas, en el proceso de formación de la zona de desintegración, es pequeña. Por eso, los contenidos de MgO se modifican sólo de 0.86 g/cm³ en las ultrabasitas frescas, a 0.64 g/cm³ en la zona de ultrabasitas

desintegradas; los contenidos de sílice se reducen de 1.0 a 0.78 g/cm³ respectivamente. Los contenidos de hierro casi no varían. En conjunto, el tránsito de las ultrabasitas, del estado fresco al “desintegrado”, se caracteriza por la extracción general de los elementos formadores de rocas, lo que se confirma por la disminución del peso volumétrico de las rocas, de 2.4 g/cm³ a 1.9-2.0 g/cm³

Los componentes que han pasado a la solución migran por las grietas hacia el manto de las aguas freáticas y precipitan cerca de él, formando horizontes de silicificación, kerolitización y carbonatización. Estos horizontes se observan en los afloramientos de ultrabasitas desintegradas, en forma de vetillas de kerolita, kerolitas opalizadas y ópalos. En la parte inferior de la zona, a menudo aparecen acumulaciones de magnesita en forma de coliflor. En conjunto, las rocas de la zona de desintegración, desarrolladas separadamente y lixiviadas por las grietas, permanecen lo suficientemente compactas y duras.

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

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

La extracción intensa de los elementos y la hidratación de los silicatos, ocasionan la descomposición de los minerales hipogénicos de las ultrabasitas y su reemplazo por nontronita. La nontronitización se desarrolla primeramente por las grietas, pero después penetra en la masa principal de la roca. Al formarse esta zona, a diferencia de la anterior, simultáneamente con la extracción de los elementos móviles formadores de rocas, tiene lugar la acumulación de los elementos menos móviles. De este modo, el contenido de hierro aumenta de 0.14 g/cm³ a 0.21 g/cm³ y el de Ni de 0.01 g/cm³ a 0.02 g/cm³. En los porcentajes de peso esta magnitud alcanza la cifra de 1.11.3%, la cual ya tiene importancia como reserva de minerales de silicatos de níquel.

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

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

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

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

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

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

Con una combinación de las condiciones geomorfológicas particularmente favorables, como por ejemplo de la región de Nicaro, el espesor de la zona de nontronitas puede alcanzar de 10 a 13 m (Cherepnev y otros, 1962). En pendientes más abruptas, así como en las superficies tipo mesetas elevadas a 500-800 m, como la de Los Mulos y Pinares de Mayarí, donde el régimen hidrodinámico es más intenso, la zona de nontronitas se reduce hasta 0.1-0.2 m, o desaparece completamente del perfil de la corteza de intemperismo. La variabilidad del espesor de esta zona y el hecho de que la misma no esté igualmente desarrollada en todas partes, nos han impedido distinguir y analizar con fidelidad las aguas subterráneas que se infiltran a través de ellas. Sin embargo, el análisis de muestras aisladas de las soluciones póricas tomadas en las nontronitas (ver tabla 7 demuestra que los procesos de extracción y migración de los componentes formadores de las rocas aún continúan en esta zona.

La hidrólisis intensa de los silicatos intensifica estos procesos, lo que trae por consecuencia que en las nontronitas comience a desarrollarse la ocritización, lo cual conduce a la formación de la siguiente zona del perfil, es decir, la zona de ocre. Simultáneamente tiene lugar la nontronitización de la zona de ultrabasitas lixiviadas subyacentes.

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

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

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

En la parte superior de la zona de ocre estructuro-texturales, en casi todos los lugares se observa la formación de concreciones pisolíticas. Los tamaños de las concreciones varían de 1-2 mm, hasta 1-2 cm. La cantidad, tamaño y

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

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

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

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

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

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

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

En las regiones de un relieve elevado, con mayores cotas de altura absoluta (hasta 500-600m), tales como Pinares de Mayarí, Los Mulos, El Prado, Atlántic, etc., la intensidad de la transferencia de aguas en las rocas acuíferas aumenta. Este aumento está vinculado, de una parte, con el incremento de la cantidad de precipitaciones atmosféricas, de

acuerdo a la zonalidad físico-geográfica existente en Cuba (Davitaya 1965), y de la otra, con la gran diferenciación del relieve, lo cual favorece un drenaje más activo de las rocas. La gran intensidad de la transferencia de aguas favorece una extracción más activa de los elementos formadores de las rocas y acelera el proceso de formación de la corteza. Como resultado, la formación de la zona de ocres, como ya se ha dicho, se adelanta a la formación de la zona de nontronitas. Esta última, a menudo se reduce hasta desaparecer, por eso en tales regiones se desarrolla entonces un perfil abreviado, ocroso.

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

En el diagrama adjunto (ver Figura 10), se muestra que el espesor de la corteza de intemperismo y la intensidad de la transferencia de aguas se encuentran entre sí en una dependencia parabólica. A medida que aumenta la intensidad de la transferencia de aguas, el espesor de la corteza de intemperismo y la complejidad de su zonación geoquímica aumentan, alcanzando el máximo en la zona de transferencia de aguas de intensidad media. Posteriormente, el aumento ulterior de la transferencia de aguas es correspondido por una disminución en el espesor y la complejidad de la zonación; finalmente, en la zona de una transferencia de aguas muy intensa ambos parámetros, espesor y zonación, están reproducidos al mínimo, completándose la relación parabólica.

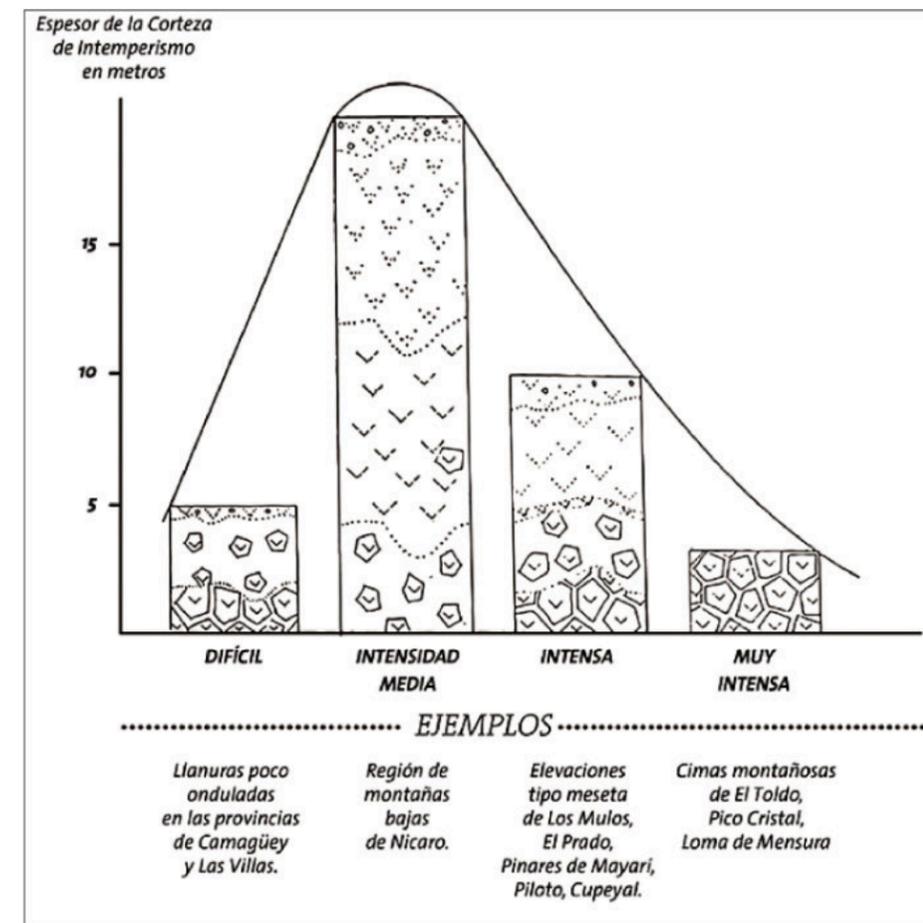


Figura.10. Diagrama de la dependencia del espesor de la corteza de intemperismo respecto a la intensidad de la transferencia de agua.

CONCLUSIONES

La formación de las cortezas de intemperismo es un proceso armónico en que participan todos los factores enumerados y descritos, cualquiera de estos factores que dejasen de participar traería consecuencias dramáticas que conducirían fatalmente a la interrupción de la formación de las cortezas, todos los factores tienen necesariamente que estar presentes y actuar entre ellos de manera interdependiente, por otra parte la zonación geoquímica descrita se cumple siempre con independencia del tipo de roca madre presente, si las rocas madres son de composición ultrabásica con presencia de hierro, níquel y cobalto en su composición las cortezas resultantes estarán enriquecidas en esos elementos, si por el contrario son rocas básicas o ácidas con contenidos elevados de aluminio entonces las cortezas resultantes estarán enriquecidas en aluminio y pueden resultar entonces menas bauxíticas. El perfil de las cortezas de intemperismo tiene siempre las mismas zonas geoquímicas de desintegración, lixiviación, hidrólisis y oxidación con independencia del tipo de roca madre de que se trate

BIBLIOGRAFÍA

Adamovich A. F., Chejovich V. D., Trubino D. L., et al. Chejovich M. V., Shirokov V. P., Pavlov A. N., (1963): *Estructura geológica y yacimientos minerales de los macizos montañosos Sierra de Nipe y Sierra del Cristal*, Manuscrito. Archivo del Fondo Geológico del ICRM, La Habana.

_____ (1963): *Estructura geológica y yacimientos minerales de la región de Moa, provincia de Oriente*. Manuscrito. Archivo del Fondo Geológico del ICRM, La Habana

Adamovich A.F., Chejovich V. D., (1964): Acerca de las condiciones de formación de la corteza de intemperismo en las zonas geosinclinales (en el ejemplo de Cuba oriental) *Izvestia A. C. U.R.S.S. Serie Geológica*. N° 9.

_____, (1964): Sobre la cuestión acerca de las condiciones de formación de la corteza de intemperismo en las regiones geosinclinales (en el ejemplo de Cuba oriental). *Izvestia A. C. URSS. Serie Geológica*. N° 9.

Brodsky A. A. (1953): Uno de los métodos gráficos de elaboración de los resultados de los análisis químicos de las aguas subterráneas. En el libro: *Cuestiones de hidrogeología e ingeniería geológica*. M. Editora IZD-VO AN.

Buguel'skiy Y. Y. (1961): Migración hipergénica de los componentes minerales en distintas regiones climáticas. En el folleto, *Corteza de intemperismo*. N°4. Moscú.

_____; Formell Cortina, F., (1974): Sobre la velocidad de los procesos de intemperismo de las ultrabásitas en las condiciones climáticas de los trópicos. Libro "*Cortezas de intemperismo* No 14". Moscú. 10 p

_____; Formell Cortina, F. (1967): Geoquímica e hidrogeoquímica de la corteza de intemperismo ferroniquelífera de Cuba. *Serie Geológica*. No 3. Instituto de Geología. Academia de Ciencias de Cuba.

_____, Formell Cortina F. (1968): Hidrogeoquímica y cuestiones de génesis de las cortezas de intemperismo niquelíferas de Cuba. En el libro, "*Problemas de la génesis de los yacimientos minerales de Cuba*". Informe de los geólogos cubanos y soviéticos a la XXIII sesión del Congreso Internacional de Geología, 12 p.

_____, Formell Cortina F. (1970): Algunas particularidades de la hidrogeoquímica de las cortezas de intemperismo niquelíferas de Cuba. Folleto *Corteza de intemperismo*. No. 11. Moscú.

_____ (1979) *ortezas de intemperismo meníferas de los trópicos húmedos*. Editora Nauka. 286 p.

_____, Formell Cortina, F. (1985): *Yacimientos Minerales Metálicos de Cuba, Capítulo II, Yacimientos minerales exógenos*. Academia de Ciencias de Cuba. Editorial Nauka, Moscú, URSS.

Corral José Isaac. (1944): Terrazas pleistocénicas cubanas. *Rev. Soc. Cub. de Ing.* 40 p.

Cherepnev S. F., Petrov P. S., Gassieva L. I., Karpov R. V., Konnov V. M., Yalansky B. A. (1962): *Informe de los trabajos de exploración geológica, realizados entre 1939-1961 en los yacimientos ferro-niquelíferos de Nicaro con cálculo de las reservas hasta el 1° de Enero de 1962*. Habana. Cuba.

Dodge, R. E. (1982): *Niveles del mar pleistocénicos a partir de arrecifes levantados de Haití*. Nova Univ. Oceanographic Center, Sooo. Ocean Dr., Dania, FL 99004, USA. Dodge, R. E. (1982): *Niveles del mar pleistocénicos a partir de arrecifes levantados de Haití*. Nova Univ. Oceanographic Center, Sooo. Ocean Dr., Dania, FL 99004, USA.

Formell Cortina, F., Buguel'skiy Y.Y. (1974): Sobre la existencia en Cuba de lateritas ferroniquelíferas redepositadas sobre calizas. En: *Contribución a la Geología de Cuba*. Instituto de Geología y Paleontología. La Habana: Academia de Ciencias de Cuba. P. 117-139. Publicación Especial.

_____, Jakus, P., Gyarmati, P. (1977): *Nuevas áreas perspectivas para la acumulación de bauxitas cársicas en los alrededores de Guantánamo, Cuba*. En resúmenes de la VIII Conferencia Geológica del Caribe, Curazao. P.52-53.

_____. (1979): Clasificación morfogenética de las cortezas de Intemperismo niquelíferas sobre las rocas ultrabásicas de Cuba. *Ciencias de La Tierra y del Espacio*. No. 1. 33-49.

_____, Oro, J., (1980): Sobre los procesos de redeposición en el yacimiento Punta Gorda. *Ciencias de la Tierra y el Espacio*. N. 2, p. 53-66, Cuba.

Korin I. Z., Finko V. I., F. Formell Cortina. (1967): Papel de la estructura de las rocas primarias en la formación de la corteza de intemperismo niquelífera de Cuba. En: *Geología y yacimientos minerales de Cuba*. Editorial "Nauka",

Lilienberg, D. A. (1972): *Principales regularidades del relieve y morfogénesis tropical de Cuba*. Discurso en la reunión de la Comisión de Geomorfología de la Sociedad Geográfica de la URSS.

Kartashov, I. P. (1972): Algunos resultados del estudio de los depósitos continentales del Cuaternario de Cuba Oriental. *Acad. de Ciencias de Cuba. Ser. Geol.* No 9. La Habana.

Massip, S., Isalgue, S. (1942): *Introducción a la Geografía de Cuba*. La Habana, Cuba.

Nikitin K. K., Vitovskaya I. V., Buguel'skiy Y. Y. (1969): Regularidades geólogo-geoquímicas de la formación y particularidades de la composición mineralógica de las cortezas de intemperismo niquelíferas. En: *Problemas de la geología de los yacimientos minerales, petrología y mineralogía*. Editorial NAUKA, Moscú.

Nikitina, A.P., Vitovskaya, I.V., Nikitin, K.K., (1971): *Regularidades mineralogo-geoquímicas de la formación de los perfiles y los yacimientos de las cortezas de intemperismo*. Editora Nauka, P.90.

Núñez Jiménez A. (1965): *Geografía de Cuba*. La Habana.

Aventuras y Avatares de Valia y Suri: dos geólogas de cuidado.

En febrero de 2021, la revista chilena Ciencias de la Tierra lanzó su Primer Concurso Literario, a propósito de celebrarse el 11 de ese propio mes, el "Día Internacional de la Mujer y la Niña en la Ciencia". La convocatoria fue respaldada con la publicación de un póster alegórico titulado: "El Afloramiento Perdido", en el que dos jóvenes geólogas, Valia Bravo y Suri Rey, hacen su primera aparición.

Los geocuentos que se proponen están inspirados en pasajes de la vida cotidiana, a partir de la estrecha relación del docente con sus alumnos, es precisamente en esa coyuntura que surge la idea de desarrollar estas narraciones.

La ciencia de la Geología estudia los diferentes procesos naturales que ocurren en la superficie y el interior de nuestro planeta. Para ello, es necesario el estudio de las rocas y, sobre todo, de sus componentes: los minerales, su origen, así como la importancia que estos recursos revisten para el desarrollo de la sociedad. Las llamadas ciencias de la tierra o geociencias abarcan un numeroso grupo de disciplinas que permiten la comprensión de diferentes fenómenos naturales, desde la erupción de un volcán, la ocurrencia de un terremoto o inclusive el hallazgo de los restos fosilizados de una antigua criatura marina hallado en lo alto de una montaña.

La idea de la mujer como eje central dentro del universo científico, no es para nada nuevo ni azaroso, cuenta, para suerte nuestra, con amplios precedentes en la literatura y la memoria histórica. Nombres como Mary Anning, Marie Curie o Valentina Tereshkova, son solo ejemplos de lo que las féminas pueden alcanzar y, sobre todo, enseñarnos. Ello adquiere connotaciones aún más especiales cuando, en vez de una, son dos las protagonistas.

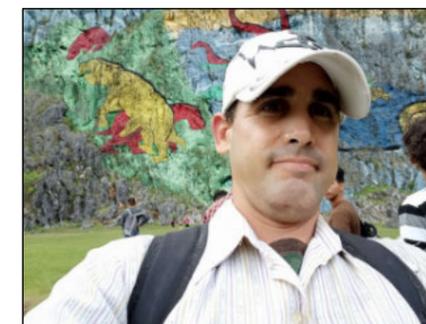
La trama implícita en cada uno de los relatos es enteramente de la autoría e imaginación de su autor. El proyecto en sí constituye una saga de situaciones entre sus dos protagonistas femeninas. Los tropes de Valia Bravo y Suri Rey promueven una visión juvenil y emprendedora del ser humano donde prima el afán por descubrir el mundo que le rodea. Las historias están enfocadas hacia el descubrimiento constante, tanto en el plano netamente geocientífico como personal. La ciencia geológica llega a ser la verdadera protagonista y, además, su hilo conductor. Cada relato constituye una narrativa en el que valores como la amistad, la perseverancia, el interés constante por aprender y hasta de crecerse ante las adversidades, siempre están presentes.

Quien esto escribe considera, desde su visión como docente, que la fusión entre ciencia y literatura constituye una eficaz herramienta educativa y también didáctica, de fomentar el conocimiento de las geociencias y hacerlo comprensible para el público en general, empleando para ello un lenguaje sencillo y sin la necesidad de rebuscados tecnicismos.

Valia Bravo y Suriel Rey (o simplemente Suri) son dos jóvenes geólogas de veintitantos años, intrépidas, emprendedoras, tenaces, aventureras y bien curiosas, inspiradas en buena medida en algunas de las estudiantes de geología del autor en la vida real. Las primero estudiantes y después profesionales, comienzan a dar sus primeros pasos en la profesión, llegando a forjar una sólida amistad, aunque no exenta de desavenencias. Múltiples situaciones pondrán a prueba el arrojo y la voluntad de ambas muchachas, así como la capacidad para superar cada obstáculo y salir airoso.

Primeramente, tenemos a la incombustible Valia Bravo. Es la personificación de la mujer apasionada, enérgica, corajuda, a veces terca, también espontánea, resuelta, risueña incluso bromista, a veces descuidada y en ocasiones algo alocada. No teme a nada. Se le describe físicamente como una joven de piel blanca, pelirroja de largo cabello, con ojos cafés y mirada pícaro, de complexión delgada pero atlética. Le gusta dibujar y es afín a la Paleontología y los fósiles. Su corazón es grande y puro como su pasión por la geología.

Por su parte, Suriel Rey es una muchacha algo más tranquila. Se le caracteriza por ser acertada, estudiosa, tímida y algo irónica. Es bien precavida, y mucha más medida que Valia. Puede llegar a ser introvertida y algo torpe. Físicamente se trata de una joven blanca, rubia, de cabellos cortos rematados en los hombros. Posee ojos claros y mirada penetrante, es delgada y un tanto más espigada que su compañera. Siente gran afinidad por los minerales. Le gusta escribir poemas dedicados a la geología y entre sus hobbies está la fotografía de paisajes. Es muy centrada en lo que hace, hasta el punto de exagerar. En sus faenas de campo va ataviada con su sombrero "Senderino", un regalo de uno de sus profesores. Además, posee un diario de campaña donde cuenta y registra todas las aventuras que tiene con su amiga y compañera Valia.



M.Sc. Wilmer Pérez Gil (Pinar del Río, Cuba, 1983).

Ingeniero Geólogo. Es egresado de la Universidad de Pinar del Río "Hermanos Sáiz Montes de Oca" en 2010. A partir de 2012 ejerce como docente en el Departamento de Geología, perteneciente a la Facultad de Ciencias Técnicas de la referidacasa de altos estudios. Posee 12 años de experiencia profesional, de ellos 10 como docente en la enseñanza de la ciencia geológica.

Imparte asignaturas en pregrado como Geología General, Fotografía y Dibujo Geológico Básico, Rocas y Minerales Industriales, entre otras disciplinas.

Desde 2011 se desempeña como responsable de Eventos y Asuntos Editoriales de la Sociedad Cubana de Geología, en la filial de la provincia de Pinar del Río, donde reside.

En 2018 culminó sus estudios de Maestría en Geología. Su línea de trabajo se encuentra centrada en el área de la geodinámica. Actualmente se encuentra trabajando en su proyecto de doctorado.

Además de su labor como docente, le apasiona dibujar y escribir, combinando éstos hobbies con su profesión.

A inicios de 2021 crea el proyecto personal "Geocaricaturas", grupo público de Facebook para la promoción del conocimiento de las ciencias de la Tierra, con una perspectiva educativa a través del humor gráfico y la reflexión. Buena parte de las caricaturas de temática geológica que conforman esta iniciativa gráfica se han publicado en secciones de geohumor de revistas como Ciencias de la Tierra (Chile), Tierra y Tecnología (España) y la Revista Maya de Geociencias (México) y el Igepitosaurio (Cuba). Posee un blog personal o página oficial donde comparte éstos contenidos.

Desde finales del propio 2021 es miembro de la red de geoducadores de LAIGEO o Capítulo Latinoamericano de Educación de las Geociencias (IGEO, por sus siglas en inglés), donde se presenta como responsable y promotor del Proyecto "GeoArte en América Latina y el Caribe".

Ha participado en eventos internacionales de su país como ponente, fundamentalmente en las convenciones cubanas de geociencias, así como en programas radiales y televisivos para la promoción de las ciencia geológica y ramas afines. A su vez, ha colaborado como jurado invitado en ediciones de concursos de dibujo infantil para la promoción de las geociencias en edades tempranas, en eventos de México y Perú.

Posee varios geopoemas y geocuentos ilustrados dedicados a la geología, algunos publicados y otros inéditos, donde fusiona literatura, ciencia e imaginación, siempre con un enfoque didáctico y educativo.



Fernando Karel Fonseca Chirino

Manzanillo, Granma, Cuba

Ilustrador digital autodidacta con una carrera en ascenso

Se autodefine como alguien que disfruta lo que hace. Fernando se considera a sí mismo creativo, versátil y serio con el trabajo. Sin importar el cliente, aboga por el trato profesional y mantiene comunicación directa y permanente con el empleador para obtener un mejor resultado. Puede realizar cualquier encargo según sus habilidades se lo permitan. Estudia y practica a la par que se mantiene trabajando y mejorando su arte.

Entre sus objetivos futuros se encuentran cursar estudios universitarios y terminar su preparación como diseñador gráfico profesional en España.

Pese a su corta edad y trayectoria como ilustrador digital, también se desarrolla como freelancer. Ha colaborado con su trabajo para diversos objetivos: portada de libros, álbumes de música, tatuajes, fan art, ect. Además, posee experiencia trabajando como diseñador de logos y arte conceptual para el desarrollo de videojuegos junto a otros artistas gráficos, freelancer, grupos musicales y pequeñas empresas.

Actualmente colabora como ilustrador para una agencia de diseño cubana: Obsidian Edge.

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.

Universidad Tecnológica de la Habana, CUJAE - <https://cujae.edu.cu/>

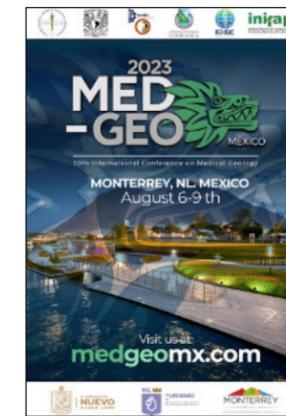
Escuela de Geofísica: <https://t.me/ConoceGeofisicaCujae.edu.cu/>

Instituto Nacional de Geoquímica (México). <https://www.inageq.com/>



Geología Médica

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



GeoLatinas

<https://geolatinas.org/>



<http://cbth.uh.edu/>

Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo

<https://aggep.org/>



Sociedad Geológica de España

<https://sociedadgeologica.org/>



Sociedad Cubana de Geología

<http://www.scg.cu/>



Sociedad Dominicana de Geología

<http://sodogeo.org/>



Universidad Tecnológica del Cibao Oriental, República Dominicana

<https://uteco.edu.do/>





Pieza de Mayapán, Yucatán. INAH. MUSEO REGIONAL DE ANTROPOLOGÍA