

**MINISTERIO DE EDUCACIÓN SUPERIOR
INSTITUTO SUPERIOR MINERO METALÚRGICO DE MOA
“DR. ANTONIO NÚNEZ JIMÉNEZ.”
FACULTAD DE GEOLOGÍA Y MINERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**

**Tesis presentada en Opción al Título Académico de Master en
Geología**

**Estudio sedimentológico de las formaciones del límite Cretácico
Superior/Paleógeno Inferior en secciones de la cuenca Sagua de
Tánamo.**

Maestría en Geología, Mención Geología Regional
9^{na} Edición

Autor: Ing. Pedro Luis Polanco Almaguer

Tutor: Dr. Reinaldo Rojas Consuegra

Año 2016

Dedicatoria

A mi Laura

Agradecimientos

A mi familia, mis amigos, mis profesores y colegas.

A mi mujer, por su apoyo incondicional en todo momento.

A todos, gracias.

Pensamiento

El peligro radica en que nuestro poder para dañar o destruir el medio ambiente, o al prójimo, aumenta a mucha mayor velocidad que nuestra sabiduría en el uso de ese poder.

Stephen Hawking

Síntesis

El límite Cretácico/Paleógeno viene marcado por cambios bruscos de la flora y la fauna terrestre y marina que se manifiestan por la extinción del 50 hasta el 90 % de la diversidad de las especies, relacionados con modificaciones de los ecosistemas a nivel mundial. El estudio detallado de las rocas sedimentarias del límite K/Pg permite conocer las condiciones geológicas y ambientales que existían en el momento de la catástrofe y las implicaciones que trajo para la biota, debido a las transformaciones medioambientales acaecidas. Por tal motivo surge la presente investigación titulada **“Estudio sedimentológico de las formaciones del límite Cretácico/Paleógeno en secciones de la cuenca Sagua de Tánamo”**, que tiene por objetivo obtener un modelo de evolución paleoambiental del intervalo Cretácico Superior/Paleógeno Inferior en la cuenca Sagua de Tánamo, a partir del análisis de facies sedimentarias. Para ello se caracterizó estratigráfica y sedimentológicamente dichas formaciones en el área de estudio, se realizó la paleoecología basada en foraminíferos planctónicos y el análisis de facies sedimentarias. Se determinó que durante el maastrichtiense, en la cuenca Sagua de Tánamo, la sedimentación fue típicamente flyshoide-olistostrómica con abundantes fragmentos y bloques de la secuencia ofiolítica y el extinto arco volcánico del Cretácico y que el daniense se compone de calizas brechosas, conglomerados y areniscas volcanomícticos de cemento calcáreo, manteniendo el carácter flyshoide. La interpretación paleoecológica aporta que la sedimentación ocurrió en latitudes tropicales y subtropicales durante el maastrichtiense, pasando a zonas más templadas durante el daniense. Las Formaciones Mícara y La Picota se acumularon bajo un régimen turbidítico, en zonas del talud y llanura abisal, asociadas a las partes planas de los abanicos submarinos. Gran Tierra se interpreta como una turbidita asociada a plataformas carbonatadas aisladas (Tipo Bahamas) que sufren un proceso de somerización, depositadas en un ambiente marino de energía baja a media en una zona batial.

Summary

The Cretaceous/Paleogene boundary comes marked for sudden changes of the flora and the terrestrial fauna and navy that become manifest for the extinction of the 50 to 90 % of the diversity of the sorts, related with modifications of the worldwide ecosystems. The detail survey of the sedimentary rocks of the limit K Pg allows knowing the geological and environmental conditions that were existing upon the catastrophe and the implications that you brought for the biota, due to the environmental happened transformations. For such a reason the present investigation titled **“Sedimentological study of the formations of the Cretaceous/Paleogene boundary in sections of the Sagua de Tánamo basin”**, that has for objective to get a paleoenvironmental evolution model of the Cretaceous/Paleogene interval at the basin Sagua de Tánamo, as from the sedimentary analysis of facies. For it characterized him stratigraphic and sedimentological the aforementioned formations in the area of study, the paleoecology based in planktonic foraminifer accomplished and the sedimentary analysis of facies itself. It was determined than during the Maastrichtian, at the basin Sagua de Tánamo, sedimentation was flysh with abundant fragments and blocks of the ophiolitic sequence and the Cretaceous's and the Danian's extinct volcanic arch is made out of limestones, conglomerates and sandstones of calcareous cement, maintaining the flysh symbol. Paleoecology interpretation proves that sedimentation happened in tropical and subtropical latitudes during the Maastrichtian, moving on to more zones tempered during the Danian. Mícara and La Picota formations accumulated at zones of the slope and abyssal plain, associates to the flat parts of the submarine fans. Gran Tierra interprets like a turbiditic once carbonated isolated platforms (Bahamas Type) were associated to that they suffer a process of somerization, deposited in a marine environment of low energy to stocking at a batial zone.

Índice

INTRODUCCIÓN	1
CAPÍTULO I: RASGOS GENERALES DEL ÁREA DE ESTUDIO	13
1.1 Características fisicogeográficas del área de estudio.....	13
1.1.1 Ubicación geográfica.....	13
1.1.2 Clima	14
1.1.3 Relieve	16
1.1.4 Características socioeconómicas.....	17
1.2 Características geológicas y tectonoestratigráficas de la región y del área de estudio	17
1.2.1 Generalidades sobre la Geología de Cuba	18
1.2.2 Características tectónicas de Cuba oriental	20
1.2.3 Características geológicas y estratigráficas del área de estudio	22
1.2.4 Tectónica del área de estudio	24
CAPÍTULO II. MÉTODOS, TÉCNICAS Y VOLUMEN DEL ESTUDIO SEDIMENTOLÓGICO.....	27
Introducción	27
2.1 Etapa preliminar.....	28
2.1.1 Recopilación y revisión de la información	28
2.1.2 Planificación de los trabajos de campo	30
2.2 Etapa secundaria: trabajo experimental y procesamiento de la información	31

2.2.1 Medios empleados durante los trabajos de campo	31
2.2.2 Descripción de los afloramientos.....	31
2.2.3 Muestreo	33
2.2.4 Preparación de las muestras.....	34
2.2.5 Identificación y clasificación de foraminíferos planctónicos.....	35
2.3 Etapa final: interpretación de los resultados	35
2.3.1 Caracterización estratigráfica y sedimentológica	35
2.3.2 Cronoestratigrafía y paleoecología basada en foraminíferos planctónicos	35
2.3.3 Análisis de facies sedimentarias y modelo paleoambiental.....	36
CAPÍTULO III: SEDIMENTOLOGÍA DE LAS FORMACIONES DEL LÍMITE CRETÁCICO/PALEÓGENO EN SECCIONES DE LA CUENCA SAGUA DE TÁNAMO.....	38
3.1 Caracterización estratigráfica	38
3.2 Paleoecología basada en foraminíferos planctónicos.....	43
3.3 Análisis de facies	45
CONCLUSIONES	52
RECOMENDACIONES	54
BIBLIOGRAFÍA	55
ANEXOS	57

Índice de figuras, ecuaciones y tablas

Figura 1: Modelo determinístico (tomado de Selley, 1970, y Ricci Lucchi, 1981)...	4
Figura 2: los pasos del método científico (Arche, 1992).....	5
Figura 3: esquema de ubicación geográfica del municipio Sagua de Tánamo. ..	13
Figura 4: histograma de precipitaciones medias anuales en el municipio Sagua de Tánamo.	14
Figura 5: histograma de lluvias total medias anual en el municipio Sagua de Tánamo.	15
Figura 6: mapa geológico esquemático de Cuba, mostrando los afloramientos del cinturón plegado y del neoa autóctono (adaptado de Iturralde– Vinent, 1996).	20
Figura 7: afloramientos de las formaciones Mícara, La Picota y Gran Tierra.	23
Figura 8: etapas del desarrollo de la investigación.....	27
Figura 9: esquema del proceso de levigado.....	38
Figura 10: columnas estratigráficas de algunos cortes de la Fm. Mícara (Tomado de Quintas, 1989).....	39
Figura 11: distribución de foraminíferos planctónicos de las Fm. Mícara y La Picota por paleolatitudes.	44
Figura 12: columna estratigráfica de la sección La Alcarraza.	45
Figura 13: sección La Alcarraza.	46
Figura 14: ambiente deposicional de la Formación Mícara en La Alcarraza.	48
Figura 15: parte inferior de la formación Gran Tierra, compuesto por margas grises y verdes laminadas y nodulosas, separadas por finos niveles carbonatados.	49
Figura 16: icnofacies zoophycus en calizas de la Formación Gran Tierra.	50

INTRODUCCIÓN

El estudio del límite Cretácico/Paleógeno (K/Pg) está relacionado con la ocurrencia de cambios trascendentales en la paleogeografía y los paleoambientes en la región caribeña, especialmente en el Caribe noroccidental.

En 1980, Luis Álvarez y su hijo Walter descubrieron que el paso de la era Mesozoica a la Cenozoica está marcado por un sorprendente enriquecimiento de iridio en una capa muy fina de arcilla marcado en todo el mundo, indicio que los llevó directamente tras el rastro del meteorito que hace 65 millones de años chocó con la Tierra. El impacto se produjo en aguas poco profundas al borde del océano, por tanto, engendró con seguridad una gigantesca ola tsunami o varias, cuyas huellas tienen que encontrarse en depósitos sedimentarios.

Después del impacto, la tierra sufrió importantes cambios, que acabaron de forma masiva con cerca del 70 % de las formas de vida que existían en esa época (límite del periodo Cretácico-Paleógeno, mejor conocido como K-Pg), entre ellas la de los dinosaurios. Por varios meses, e incluso años, la tierra estuvo inmersa en oscuridad total, debido a los polvos (cenizas) y humos arrojados, distribuidos a nivel global, que paulatinamente impidieron el paso de los rayos solares; como consecuencia se presentó un intenso frío invernal que, de igual manera, tuvo una duración de varios años y que destruyó la flora (a falta de fotosíntesis) y con ella la cadena alimenticia.

El límite K/Pg en el Caribe viene marcado por cambios bruscos de la flora y la fauna terrestre y marina que se manifiestan por la extinción del 50 hasta el 90 % de la diversidad de las especies relacionados con modificaciones de los ecosistemas a nivel mundial.

Si bien este límite está marcado en todo el mundo por un fino lecho de arcillas enriquecido en iridio, en el Caribe se encuentra formando un arco de círculo de 3 000 km desde Alabama hasta Guatemala, Haití, Cuba Occidental en una capa de arena gruesa de un espesor de 2 ó 3 metros con gotitas de vidrio y minerales chocados. En Cuba Oriental existen secuencias flyshoides y olistostrómicas

correlacionables con las secuencias que marcan el límite K/Pg en Cuba Occidental.

En la región del Caribe este límite está muy relacionado con el desarrollo de eventos geológicos de considerable importancia como la colisión del arco de islas volcánicas de las Antillas Mayores del Mesozoico con la paleoplataforma de Bahamas y con el impacto del meteorito en la zona de Yucatán.

El estudio detallado de las rocas sedimentarias del límite K/Pg permite conocer las condiciones geológicas y ambientales que existían en el momento de la catástrofe y las implicaciones que trajo para la biota, debido a las transformaciones medioambientales acaecidas. Por tal motivo surge la presente investigación titulada “Estudio sedimentológico de las formaciones del límite Cretácico/Paleógeno en secciones de la cuenca Sagua de Tánamo”.

Problema

Necesidad de determinar las características sedimentológicas de las Formaciones de edad Cretácico Superior/Paleógeno Inferior en secciones de la cuenca Sagua de Tánamo, a partir del análisis de facies sedimentarias, que permita proponer un modelo de evolución paleoambiental.

Objeto

Las rocas sedimentarias de edad Cretácico Superior/Paleógeno Inferior que se encuentran en la cuenca Sagua de Tánamo.

Objetivo General

Obtener un modelo de evolución paleoambiental del intervalo Cretácico Superior/Paleógeno Inferior en la cuenca Sagua de Tánamo, a partir del análisis de facies sedimentarias.

Objetivos específicos

- Caracterizar estratigráfica y sedimentológicamente las Formaciones del límite Cretácico/Paleógeno en secciones de la cuenca Sagua de Tánamo.
- Determinar las características paleoecológicas, basadas en foraminíferos planctónicos.
- Realizar el análisis de las facies sedimentarias.

Hipótesis

Si se realiza la caracterización estratigráfica y sedimentológica, se obtiene información cronoestratigráfica y paleoecológica a partir de foraminíferos planctónicos y se realiza el correspondiente análisis de facies; entonces es posible proponer un modelo de evolución paleoambiental del intervalo Cretácico Superior/Paleógeno Inferior en la cuenca Sagua de Tánamo.

Campo de acción

Los procesos sedimentológicos que intervinieron en la formación de las rocas del límite Cretácico/Paleógeno en la cuenca Sagua de Tánamo.

Novedad científica

Modelo de evolución paleoambiental del Cretácico Superior al Paleógeno Inferior en la cuenca Sagua de Tánamo.

Marco teórico conceptual de la investigación

La superficie de la Tierra es un lugar complejo. Muchos procesos físicos, químicos y biológicos diferentes operan en ella, usualmente en intrincadas y no lineales combinaciones, para generar depósitos sedimentarios. Desentrañar el registro contenido en ellos es difícil (James & Dalrymple, 2010).

La observación de la superficie de la Tierra ha demostrado que solo existe un número finito de medios y procesos sedimentarios que, utilizando el principio del

uniformismo (“El presente es la clave del pasado”), podemos extrapolar el pasado y utilizar la analogía en la interpretación de sucesiones antiguas de rocas sedimentarias (Arche, 1992a). Este es el objetivo final de la Sedimentología y por ende de la presente investigación.

Los medios sedimentarios no son todos idénticos (no hay dos playas o dos ríos iguales) y, además, sus límites no son netos, sino que pasan gradualmente de unos a otros muchas veces, lo que complica la tarea de clasificarlos y definirlos (Arche, 1992b).

Por otra parte los **procesos sedimentarios** que actúan en los medios sedimentarios son de tres tipos fundamentales: físicos, químicos y biológicos. Dependiendo del medio, unos u otros pueden tener mayor importancia, pero los tres tipos siempre actúan (Arche, 1992b).

La relación entre medios, procesos y facies puede resumirse en un modelo determinístico o modelo causa-efecto (Lucchi, 1981; Selley, 1970):

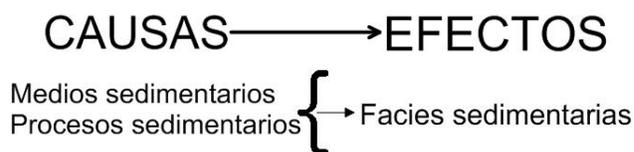


Figura 1: Modelo determinístico (Selley, 1970) y (Lucchi, 1981).

Una **facies sedimentaria** es un conjunto de rocas sedimentarias que se distinguen de otras por su geometría, litología, estructuras sedimentarias, distribución de paleocorrientes y fósiles asociados (Selley, 1970). Dalrymple (2010) define una facies como “un cuerpo de roca caracterizado por una combinación particular de litologías y estructuras físicas y biológicas que le otorgan un aspecto (“facies”) que es diferente a los cuerpos de rocas encima, debajo y lateralmente adyacentes. Las características usadas para definir las facies son generalmente aquellas que tienen significado genético”.

Por tanto, el **análisis de facies y la interpretación ambiental** se basan en la observación de cada proceso físico, químico y biológico, que produce un registro específico de su acción –una estructura sedimentaria, textura o tipo de fósil particular–. Así, cada característica observable del depósito puede ser usada para inferir algo acerca del proceso o los procesos responsables de esa característica, si podemos entender la *relación o relaciones proceso-respuesta* en cuestión. De la relación de procesos que son deducidos de este modo, podemos inferir el *ambiente deposicional* en el cual el depósito se formó (James & Dalrymple, 2010). Las investigaciones sedimentológicas en la actualidad están basadas en el análisis de facies y los modelos correspondientes. Diferentes autores han propuesto varias metodologías, de las cuales tomamos la propuesta por Arche (1992) la cual se explica en el Capítulo II. La metodología antes mencionada es reflejo de cómo se trabaja el método científico en general y se puede resumir en el siguiente gráfico (Figura 2):

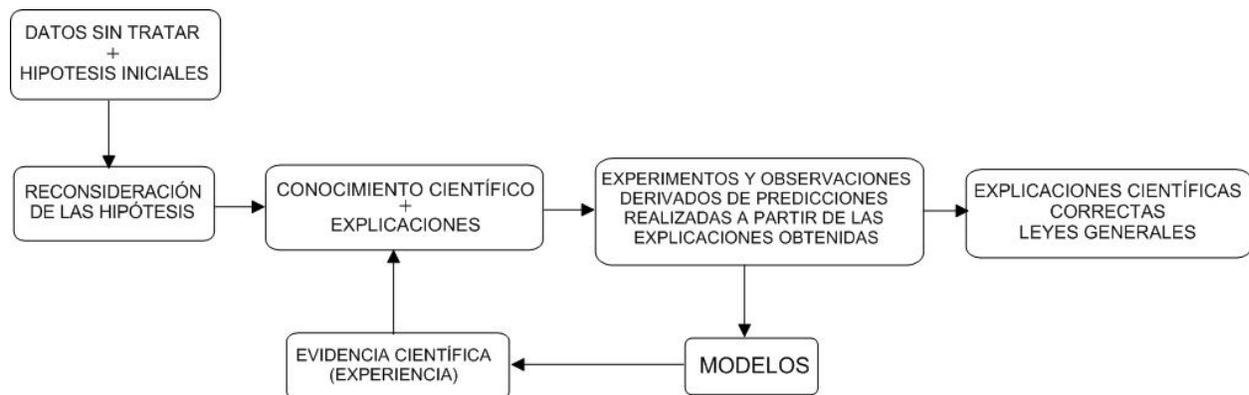


Figura 2: los pasos del método científico (Arche, 1992b).

Desde el punto de vista conceptual, se parte de algunas de las definiciones relacionadas con la sedimentología y el análisis de facies que se han publicado y que a continuación se analizan:

Análisis de facies: El acercamiento ampliamente usado para la decodificación de rocas sedimentarias que se basa en los atributos de facies, asociaciones de facies y sucesiones de facies en términos de los procesos responsables de su génesis,

seguido de la deducción del ambiente deposicional más probable en el cual los procesos referidos pudieron haber funcionado. Un acercamiento iterativo que usa preliminarmente interpretación medioambiental, en combinación con modelos de facies, para hacer predicciones que están probadas por observaciones adicionales, es una forma poderosa para lograr interpretaciones sofisticadas (James & Dalrymple, 2010).

Modelo de facies: Un resumen general de un sistema deposicional particular, basado en varios ejemplos individuales de sedimentos recientes y rocas antiguas. Este término no debería servir para la síntesis medioambiental de un depósito individual (James & Dalrymple, 2010).

Asociación de facies: “grupos de facies genéticamente relacionados unos con otros y que tiene algún significado medioambiental” (Collison, 1969).

Sucesión de facies: una sucesión vertical de facies caracterizada por un cambio progresivo de uno a más parámetros como la abundancia de arena, tamaño de grano, estructura sedimentaria, espesor de las capas o composición faunal (James & Dalrymple, 2010).

Elementos arquitectónicos: subdivisión morfológica de un sistema deposicional particular caracterizado por una geometría de los estratos y colección de facies distintivas (James & Dalrymple, 2010).

Investigaciones precedentes

En el presente acápite se realiza un análisis exhaustivo y detallado de las investigaciones realizadas a nivel mundial, nacional y en el área de estudio acerca las características sedimentológicas que quedaron registradas en las rocas que marcan el tránsito de la era Mesozoica a la Cenozoica.

Investigaciones realizadas a nivel mundial

A nivel internacional se han realizado gran cantidad de trabajos relacionados con la temática, aquí solo expondremos los que consideramos de mayor relevancia por su calidad, actualidad y representatividad.

En el artículo publicado en el año 1977 titulado: “Bioestratigrafía del Cretácico Superior basada en foraminíferos planctónicos”, J. F. Longoria presenta una zonificación de las calizas del Cretácico Superior mexicano. Entre otros, logró establecer el límite cronoestratigráfico maastrichtiense/daniense, que corresponde a la primera aparición de *Globigerina eugubina*.

En el año 1992, José Canudo y Eustoquio Molina, analizan las colecciones de foraminíferos planctónicos del límite Cretácico/Paleógeno en Osinaga (Pirineo de Navarra), donde realizan una caracterización litológica de la sección estudiada y determinan que el patrón de extinción de los foraminíferos planctónicos es en masa, probablemente por la caída de un meteorito. Este patrón de extinción en foraminíferos planctónicos es encontrado también en secciones de España y Túnez de edad K/Pg.

En el año 2001 se publican varios e importantes artículos científicos relacionados con el límite K/Pg. Entre ellos se destaca “Micropaleontology and sedimentology across the Cretaceous/Tertiary boundary at La Ceiba (Mexico): impact-generated sediment gravity flows” donde (Arz et al., 2001) realizan la bioestratigrafía y la sedimentología de la controversial “unidad clástica”, además estudian los foraminíferos planctónicos y bentónicos a través del límite. El análisis de los foraminíferos bentónicos les permitió sugerir que la sección La Ceiba se depositó en un ambiente de profundidad casi batial y la unidad clástica se depositó bajo una alta tasa de sedimentación en un régimen de flujo superior y que fue emplazada por un único evento como turbiditas.

Investigaciones realizadas en Cuba

El interés del estudio del límite K/Pg en Cuba se remonta al año 1990, cuando Bruce F. Bohor y Russell Seitz en una correspondencia científica titulada “Cuban K/T catastrophe”, plantean que la posibilidad de que el lugar donde cayó el meteorito que marcó el fin de la era Mesozoica y el inicio de la Cenozoica pudo tener su ubicación en el mar Caribe.

En el año 2001, Dora García y colaboradores proponen una nueva localidad para el límite K/Pg en la región de Babiney, ubicada en una cantera abandonada en el lado oeste de la carretera Babiney-Bayamo, provincia Granma. Donde, la composición litológica predominante es terrígena, terrígeno-carbonatada y en menos proporción tufogénica. Confeccionaron la columna bioestratigráfica y una tabla con la distribución vertical de cada una de las especies por muestra, lo que deja ver claramente el cambio brusco de las asociaciones fósiles del Cretácico Superior (Maastrichtiano), biozona Racemiguembelina fructicosa a la asociación del Paleoceno basal con una asociación típica de la biozona Globigerina eugubina. Estas asociaciones, así como las relaciones notablemente transicionales entre estos dos paquetes demuestran la presencia de un corte continuo de edad Maastrichtiano-Paleoceno en la región de Babiney y por tanto la presencia del límite Cretácico-Paleógeno en esta región.

En este mismo año Consuelo Díaz Otero y colaboradores, analizan las evidencias del “coctel” paleontológico del límite K/Pg en Cuba occidental. Ya que una mezcla distintiva similar de foraminíferos redepositados fue encontrada en algunas formaciones de Cuba occidental, asociada con cuarzo choqueado, esférulas y presencia de iridio. Dentro de estas formaciones se encuentran la Formación Peñalver, calcarenitas Moncada y Formación Amaro, que litológicamente están caracterizadas por secuencias clástico-carbonatadas relacionadas probablemente con el impacto del meteorito en Yucatán. En la Formación Peñalver esta asociación fósil incluye foraminíferos planctónicos y bentónicos, radiolarios y nannofósiles de diferentes edades dentro del Cretácico. Los foraminíferos planctónicos y bentónicos están representados por especies índices de diferentes intervalos desde el Albiano hasta el Maastrichtiano Superior tardío. Los nannofósiles corresponden al Neocomiano. En las calcarenitas Moncada sólo se han encontrados foraminíferos planctónicos de diferentes edades desde el Aptiano hasta el Maastrichtiano Superior. Es característico en estas calcarenitas encontrar los fósiles deformados por compresión y rellenos de una mezcla de arcilla con material orgánico de color pardo oscuro. La Formación Amaro está representada

por una abundante asociación fósil muy semejante a la reportada para la Formación Peñalver, pero además incluye fósiles “Incertae Sedis”, calpionélidos y nannofósiles del intervalo Jurásico Superior-Neocomiano. Los autores no reportan taxones del Paleoceno en ninguna de las formaciones estudiadas.

En el año 2002, un grupo de investigadores liderados por E. Molina realizan trabajos de micropaleontología, cronoestratigrafía y sedimentología en afloramientos de formaciones correspondientes al límite K/Pg en el noroeste de Cuba. En el artículo publicado se constata que las secciones estudiadas muestran claras evidencias del impacto de un gran meteorito. La cronoestratigrafía de las Formaciones Vía Blanca, Peñalver, Cacarajícara, Moncada y Apolo fue revisada, emplazando el límite K/Pg en la base de las formaciones Peñalver, Cacarajícara y Moncada. Desde el punto de vista sedimentológico proponen que las características de las Formaciones Peñalver y Cacarajícara sugieren el emplazamiento de una megaturbidita de enormes dimensiones. Finalmente concluyen que los datos micropaleontológicos y sedimentológicos sugieren que estas formaciones se formaron, en un intervalo de tiempo muy corto, como consecuencia del impacto meteorítico del límite K/Pg en la península de Yucatán.

Elizabeth Crespo y Félix Quinta (2003), proponen un posible origen catastrófico de las secuencias asociadas al límite K/Pg en Cuba oriental. Luego de un profundo análisis bioestratigráfico y sedimentológico concluyen que el contenido fosilífero de las formaciones asociadas al límite K/Pg revela frecuentes y bruscos cambios del ecosistema marino, propio de un evento catastrófico y que las secuencias olistostrómicas, de megaturbiditas terrígenas y de macrobrechas de calizas de estas formaciones presentan características estratigráficas semejantes a las descritas para los depósitos de tsunamis.

Reinaldo Rojas y colaboradores, en el año 2005, realizan un estudio paleogeográfico de la brecha basal del límite K/Pg en Loma Dos Hermanas (Loma Capiro), de la Formación Santa Clara, donde se destaca una brecha de bloques subangulosos a subredondeados de diferentes rocas (ígneas, vulcano-sedimentarias, sedimentarias y metamórficas) mezcladas, y de variados tamaños;

con una fábrica de cantos soportados en una matriz arcillo-lutítica. Entre los clastos descritos hay un 64.0 % de rocas máficas (microgabros, gabros y diabasas), hasta el 30.7 % de rocas volcánicas. Esto sugiere que la fuente de aportes era el cinturón de ofiolitas del norte de Cuba. Esta fuente probablemente se activó a consecuencias del terremoto inducido por el impacto de Chicxulub (K/Pg), de modo que ocurrieron flujos de detritos (debris flow) hacia la cuenca. Todo lo anterior les permitió concluir que el contexto paleogeográfico parece confirmar que a finales del Maastrichtiano había comenzado el avance tectónico de los mantos ofiolíticos alóctonos hacia el norte con las cuencas que se desarrollaron sobre dicho substrato.

La mayoría de los trabajos geológicos realizados en la región Moa-Sagua de Tánamo, se han dirigido a evaluar desde el punto de vista geológico y económico las grandes reservas minerales asociadas al cinturón ofiolítico del noreste de Holguín y en menor grado a profundizar en el conocimiento geológico de la región. Las primeras investigaciones profundas de carácter regional se realizan en la década de los sesenta, donde cabe mencionar los trabajos de los especialistas de la antigua Unión Soviética A. Adamovich y V. Chejovich (1963, 1964), que constituyeron un paso fundamental en el conocimiento geológico del territorio oriental y esencialmente para las zonas de desarrollo de cortezas de intemperismo ferroniquelíferas.

En 1974 Knipper y Cabrera, plantean que los cuerpos de rocas ultrabásicas serpentinizadas representan fragmentos de litosfera oceánica que se deslizaron por planos de fallas profundas hasta la superficie donde se emplazaron sobre formaciones sedimentarias del Cretácico en forma de mantos tectónicos. Sus investigaciones no aportan información novedosa al esquema estratigráfico regional, pero abren una nueva dirección al indicar la presencia de mantos tectónicos constituidos por rocas ultrabásicas.

En 1972 se inician investigaciones de carácter regional del territorio oriental cubano por especialistas del Departamento de Geología de la Universidad de Oriente, luego Instituto Superior Minero Metalúrgico de Moa (ISMMM). En 1976 se

estableció que la tectónica de sobrepulje afecta también a las secuencias sedimentarias fuertemente dislocadas, detectando en numerosas localidades la presencia de mantos alóctonos constituidos por rocas terrígenas y volcánicas del Cretácico Superior yaciendo sobre secuencias terrígenas del Maastrichtiano-Paleoceno Superior, planteando además el carácter alóctono de los conglomerados-brechas de la formación La Picota, demostrándose posteriormente que estas secuencias son típicas de la cuenca superpuesta al arco volcánico del Cretácico. Con estos nuevos elementos es reinterpretada la geología del territorio y se esclarecen aspectos de vital importancia para la acertada valoración de las reservas minerales. Como resultado de estos trabajos en 1978 Cobiella propone un esquema tectónico que resume una nueva interpretación estratigráfica y paleogeográfica de Cuba oriental delimitando cinco zonas estructuro faciales.

Desde el punto de vista tectónico de carácter regional adquieren importancia relevante las investigaciones realizadas por M. Campos (1983, 1990), en su estudio tectónico de la porción oriental de las provincias Holguín y Guantánamo, donde propone siete unidades tectono-estratigráficas para el territorio, describiendo las características estructurales de cada una de ellas y estableciendo los periodos de evolución tectónica de la región.

En 1989 Quintas realizó el estudio estratigráfico del extremo oriental de Cuba, proponiendo las asociaciones estructuro-formacionales que constituyen ese extenso territorio así como las formaciones que las integran, realizando la reconstrucción paleogeográfica del Cretácico al Paleógeno, intervalo cronológico de mayor complejidad para la geología de la región oriental.

En 1990 se concluye el levantamiento geológico a escala 1: 50 000 en el polígono CAME Guantánamo por especialistas cubanos y húngaros, el cual constituye uno de los trabajos más integrales sobre la geología de la región, al abordar todas las vertientes del trabajo geológico con un gran volumen de información textual y gráfica.

Capítulo I

CAPÍTULO I: RASGOS GENERALES DEL ÁREA DE ESTUDIO

1.1 Características fisicogeográficas del área de estudio

1.1.1 Ubicación geográfica

El área que ocupa la cuenca Sagua de Tánamo se encuentra enmarcada predominantemente en el municipio holguinero del mismo nombre. Este último limita al norte con Frank País, al sur con Guantánamo y Santiago de Cuba, al este con Moa y al oeste con el II Frente en Santiago y el municipio Frank País, con una superficie de 702² km de ellos 545 km² en la cuenca del Río Sagua (Figura 3).

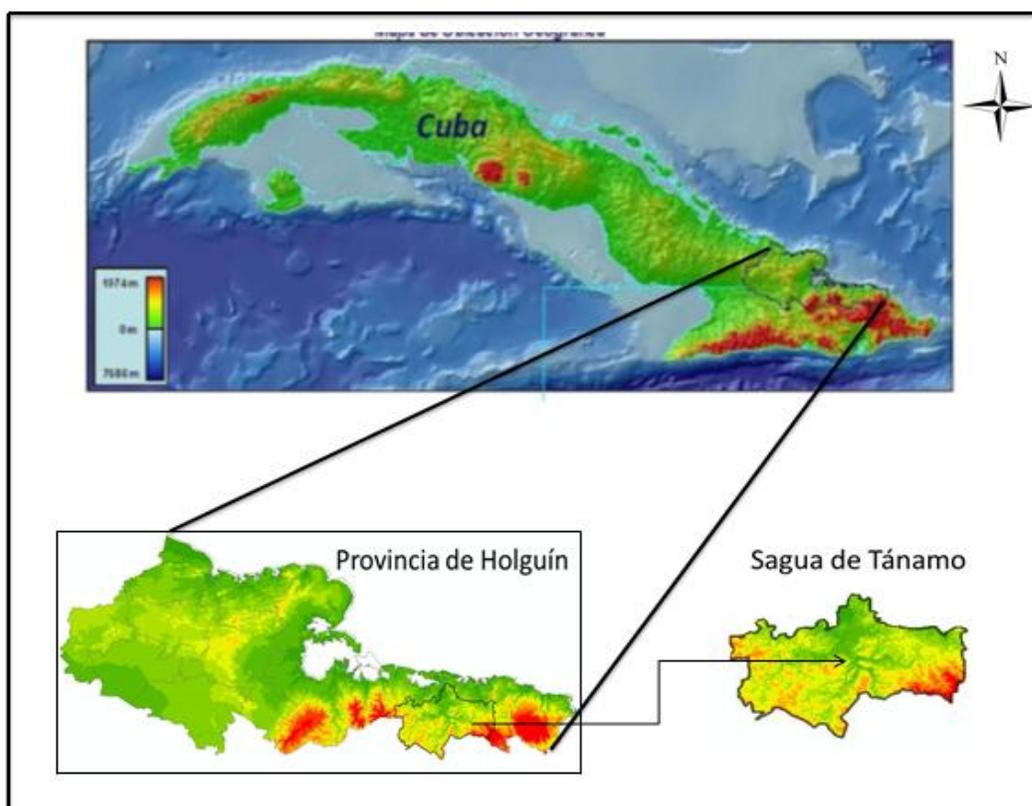


Figura 3: esquema de ubicación geográfica del municipio Sagua de Tánamo.

1.1.2 Clima

Desde el punto de vista climático, la localidad de Sagua de Tánamo se sitúa en una zona con predominio de las condiciones tropicales. Las precipitaciones promedio anuales oscilan entre 100 y 2 500 mm en el municipio (Figura 4).

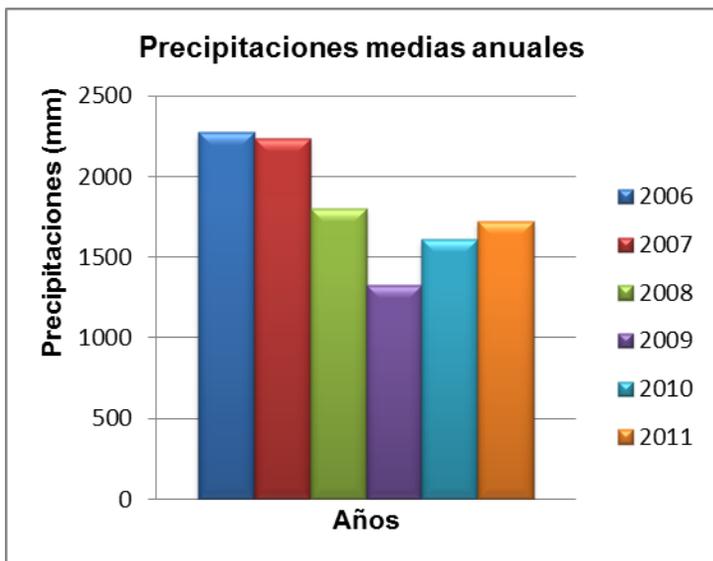


Figura 4: histograma de precipitaciones medias anuales en el municipio Sagua de Tánamo.

La determinación anual de las precipitaciones evidencia la existencia de dos estaciones, un período lluvioso de mayo a octubre (verano), siendo los meses más lluviosos octubre y noviembre, los cuales presentan precipitaciones promedio mensual de 400 a 500 mm respectivamente. La estación relativamente seca corresponde a los meses de noviembre a abril (invierno), los meses más secos son enero y diciembre con lluvias menores a los 200 mm y por encima de los 90 mm. En esta zona las lluvias de verano son convectivas, en invierno son frontales, provocadas por los frentes fríos (Figura 5).

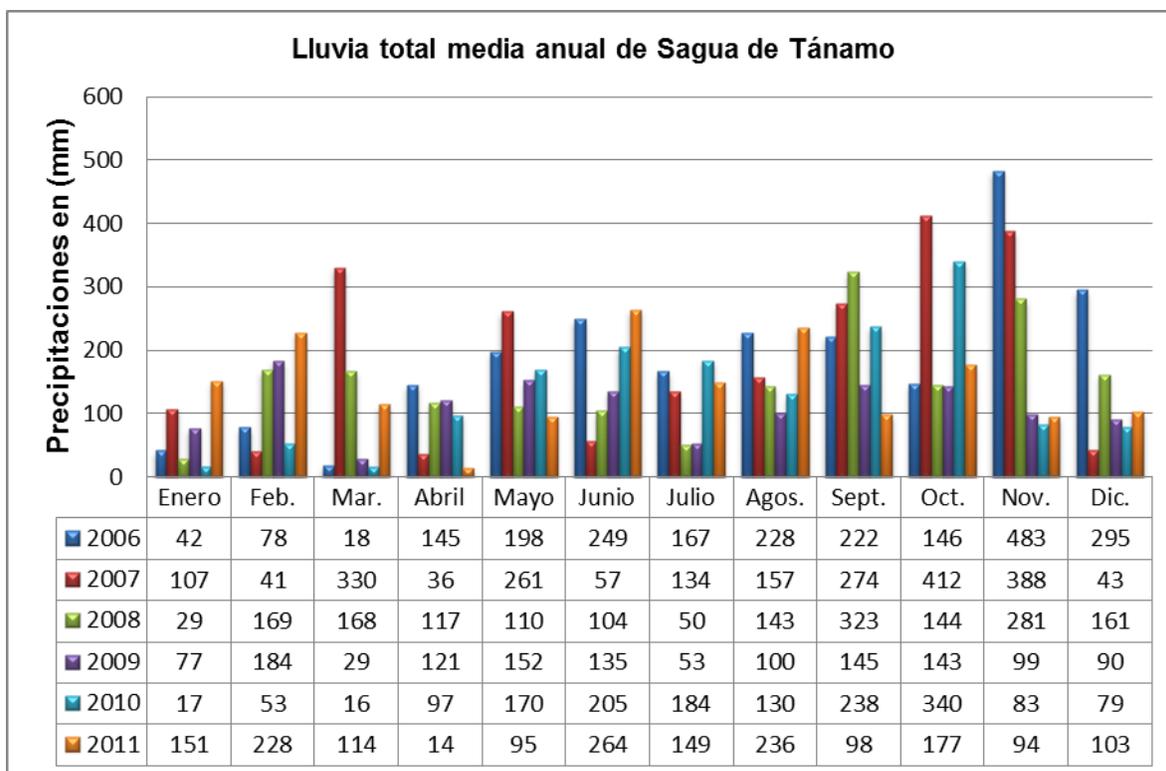


Figura 5: histograma de lluvias total medias anual en el municipio Sagua de Tánamo.

La temperatura media anual varían entre 25.4 y más de 27 °C siendo el promedio de 26 °C, las temperaturas bajas son producidas por el gradiente vertical en las áreas montañosas y por el paso de los frentes fríos. Los vientos predominantes son los alisios del nordeste durante casi todo el año y la velocidad de los mismos oscila alrededor de los 13 km/h.

La humedad del aire es elevada durante todo el año para evaluarla se utiliza el concepto conocido como humedad relativa que es la relación que existe entre la humedad absoluta y la que tendría el aire si estuviera saturado de humedad, donde esta humedad relativa del aire es de 83,6 % , siendo ésta superior a la media normal (80 %), lo cual demuestra que estamos en presencia de una zona con características climáticas húmedas, determinadas por la abundancia de lluvias caídas, así como las bajas temperaturas que reinan durante casi todo el año.

El período comprendido entre diciembre y marzo es el que presenta la mayor frecuencia en la llegada de los frentes fríos a la región, siendo de dos para cada

mes, (García, *et al.*, 1989). Correspondiendo el período de peligro de la temporada ciclónica entre los meses de septiembre y noviembre, siendo el mes de octubre el más peligroso.

1.1.3 Relieve

En el sistema montañoso Nipe-Sagua- Baracoa, donde se enmarca el territorio estudiado, los mantos tectónicos forman grandes unidades que se corresponden con algunos grupos orográficos. A pesar de que estos tienen gran importancia desde el punto de vista de la estructura geológica, desempeñan un papel muy limitado en la conformación del plano morfoestructural debido a la vigorosa reconstrucción neotectónica.

Como resultado de los ascensos neotectónicos débiles y moderados se fue elaborando su morfología bajo control estructural. Dado el carácter diferenciado e interrumpido de los levantamientos neotectónicos, se destacan escalones morfoestructurales, y que desde el punto de vista geomorfológico se distingue como forma de relieve premontañas con alturas que no sobrepasan los 300 m, constituidas de serpentinitas por emplazamiento tectónico y rocas no carbonatadas con desigual desarrollo cárstico.

Su morfoestructura es de horst y bloques en plegamientos y monoclinales (Portella *et al.*, 1989) que se corresponde con los cuerpos de rocas elevadas en la etapa neotectónica.

En sentido general el relieve de la región es el resultado de un incesante desarrollo y de la compleja intervención de factores internos y externos. Una gran llanura rodeando al asentamiento principal y toda una cuenca principal, las alturas descienden de los 1 160 msnm en la Sierra Cristal (cuenca de sus afluente izquierdo Miguel) a 5.0 msnm a la entrada del pueblo de Sagua de Tánamo y entre 1.7 y 2.0 msnm a su salida (siguiendo la dirección de la corriente). La pendiente media de la cuenca es de 21.10 %, la altura media de 298 msnm, altura mínima es de cero msnm en la desembocadura en la costa norte municipio Frank País, altura

máxima 1 160 msnm (Pico Cristal), pendiente media suavizada del río 0.40% (M. Buján Rubio, 2000).

1.1.4 Características socioeconómicas

El municipio cuenta con 48 213 habitantes y una densidad poblacional de 71,1 hab/km², de ellos 23 979 reside en el asentamiento urbano Sagua con un 49,7 %, el cual desempeña el papel de cabecera municipal. También está conformado por 14 Consejos Populares, 1 urbano, 4 mixto y 9 rurales, así como un Sistema de Asentamiento Humano (SAH) de 78 asentamientos, 1 urbano y 77 rurales, de estos últimos 65 están localizados en la zona de montaña perteneciendo al Plan Turquino.

La actividad económica fundamental es el cultivo de café que es una de las principales ramas de la economía, la caña de azúcar, el tabaco, la actividad forestal, la producción pecuaria y en menor grado los cultivos varios. También se encuentra el comercio, la gastronomía y los servicios, la construcción, la producción alimentaria, las investigaciones, el transporte, así como la actividad de la salud, la cultura, el deporte, la educación y la actividad de los servicios comunales y personales entre otros.

1.2 Características geológicas y tectonoestratigráficas de la región y del área de estudio

En el presente epígrafe se tratan las características geológicas, tectónicas y estratigráficas regionales, análisis necesario para comprender el complejo contexto geológico en el área de estudio.

Desde el punto de vista regional el territorio cubano es considerado en un sentido amplio como un cinturón plegado y fallado obducido y acrecionado sobre al margen pasivo de Norteamérica, con el desarrollo de cuencas contemporáneas en el período comprendido entre el Campaneano Superior y Eoceno Superior,

cubierto por una secuencia sedimentaria oligomiocénica poco deformada (Moreno, 1999).

(...) la evolución geológica de Cuba desde el Campaneano Superior hasta el Eoceno Superior,...se desarrolla en un ambiente compresivo de interacción de placas tectónicas, que permitió la ocurrencia de procesos de colisión oblicua y obducción del Arco de Islas Volcánico Cretácico extinto y sus ofiolitas generadas en la cuenca marginal y modificadas en la zona de suprasubducción, con parte del borde pasivo meridional de la Placa Norteamericana. Bajo estas condiciones tectónicas se generaron un sistema de cuencas de antepaís, cuencas transportadas e importantes cuencas tensionales ligadas a las fallas rumbo deslizante, que a través de la evolución paleogeográfica y paleotectónica sufrieron procesos de transformación y en las que pudieron existir condiciones para la acumulación de espesores sedimentarios (...) (Moreno, 1999).

1.2.1 Generalidades sobre la Geología de Cuba

Las rocas más antiguas que afloran en Cuba datan del Precámbrico (900 Ma) (Renne y otros, 1989); sin embargo, la historia geológica de la isla solo puede descifrarse a partir de su registro estratigráfico y tectónico desde el Jurásico en que ocurre la apertura del Protocaribe (Khudoley y Meyerhoff, 1971).

El estilo tectonoestratigráfico que conforma la geología actual de la Isla de Cuba es distintivo al de las demás islas de las Grandes Antillas, siendo evidentes también diferencias dentro del territorio de la isla entre las características de las secuencias rocosas y los estilos tectónicos a ambos lados de la cuenca Cauto-Nipe (Figura 6), que pueden ser generalizados como sigue:

Amplio desarrollo del complejo ofiolítico en la porción noreste de Cuba oriental (Iturralde-Vinent, 1996; Proenza, 1997; Proenza y otros, 1999), el afloramiento casi con carácter exclusivo para esta región del llamado Arco Volcánico del Paleógeno (Cobiella, 1978, 1988; Quintas, 1989; Quintas y Blanco, 1993; Quintas y otros, 1994; Iturralde-Vinent, 1996), representando el evento magmático del

Paleógeno de mayor importancia en las Grandes Antillas y que genera el mayor volumen de vulcanitas e intrusivos en el intervalo Paleoceno-Eoceno, localizado en Cuba oriental y representado por el Grupo El Cobre y las formaciones de Sabaneta y Vigía, aunque se reconocen algunas intercalaciones pequeñas en Cuba central como es el caso de la Fm. Vertientes y en la occidental, la Fm. Universidad (Cobiella, 1988; García y otros, 1986; Blanco y Proenza 1994; Quintar, 1989; Iturralde-Vinent, 1996).

De igual forma secuencias equivalentes a las del paleomargen de las Bahamas en esta región, están metamorfizadas, aflorando en el “Terreno Asunción” (Blanco y Proenza, 1994), lo que indica una evolución y grado de deformación diferentes. No se reportan grandes intrusivos de granitos del Arco Cretácico en Cuba oriental, desarrollándose sobre las secuencias mesozoicas del cinturón plegado –ofiolitas y rocas del arco volcánico del Cretácico– cuencas de Antepaís con importantes espesores de secuencias molásicas conglomeráticas y flyshoides de la transición cretácica-paleogénica, apareciendo a la vez estas cuencas cubiertas por importantes espesores de rocas vulcanoplutónicas y secuencias vulcanogénicas sedimentarias, representantes del Arco de Islas Volcánico del Paleógeno – Paleoceno-Eoceno Medio– ampliamente distribuidas en el sistema montañoso de la Sierra Maestra (Moreno, 1999).

Según Iturralde-Vinent (1994, 1996, 1997) el basamento del arco volcánico es una corteza oceánica de edad pre-Aptiano, la cual ha sido reconocida en Cuba central y oriental por las Anfibolitas Mabujina y Anfibolitas Güira de Jáuco respectivamente. Sobre la polaridad del arco, tema de controversia en los estudios de la evolución geológica del Arco de Islas Volcánico del Cretácico, aceptamos que la zona de subducción sobre la que se desarrolló el arco volcánico tenía una inclinación hacia el norte en todo su desarrollo (Iturralde-Vinent, 1981, 1988, 1994, 1996, 1997; Rosencrantz, 1996).

El cinturón ofiolítico cubano –ofiolitas septentrionales (Iturralde-Vinent, 1996) – se extiende a lo largo de toda la parte norte de la isla, desde Cajálbana en Pinar del Río en su porción occidental, continuando por Mariel hasta Holguín y llegando

hasta Baracoa, en el están presentes todos los niveles de una secuencia ofiolítica ideal, aunque desmembrada tectónicamente (Iturralde-Vinent, 1997; Proenza, 1997; Proenza y otros, 1999). Estas ofiolitas han sido interpretadas con un sistema deformado de cuencas de retroarco-mar marginal (Iturralde-Vinent, 1994, 1996, 1997; Proenza y otros, 1999).

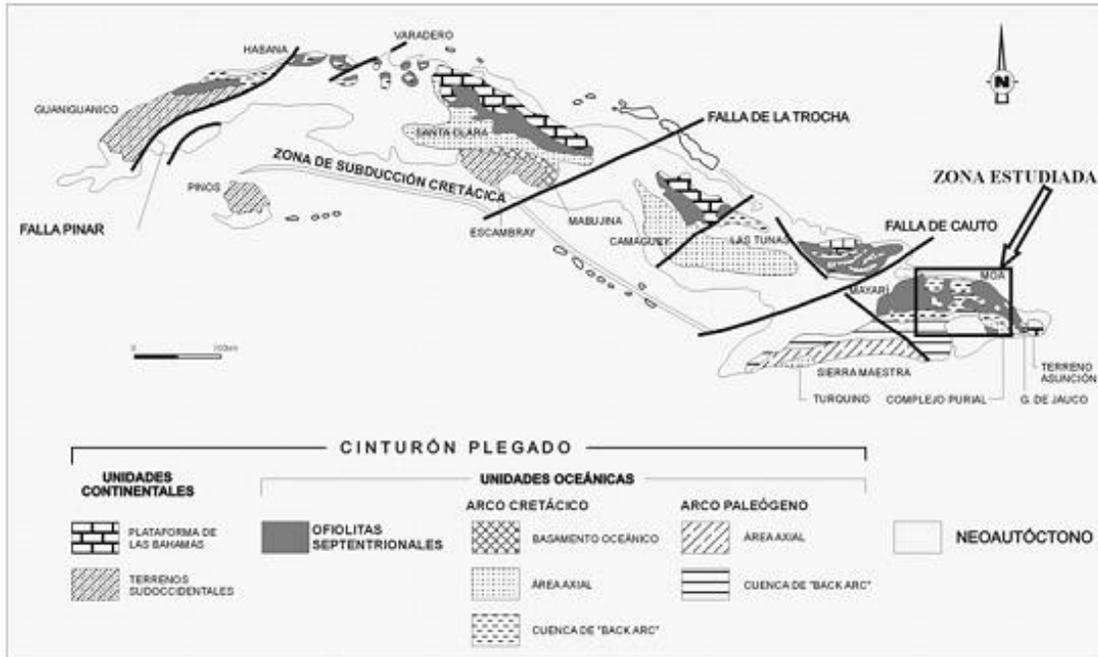


Figura 6: mapa geológico esquemático de Cuba, mostrando los afloramientos del cinturón plegado y del neoaútctono (adaptado de Iturralde– Vinent, 1996).

1.2.2 Características tectónicas de Cuba oriental

La tectónica del bloque oriental cubano, comprendido desde la falla Cauto-Nipe hasta el extremo oriental de la isla, se va a caracterizar por la alta complejidad, dado por la ocurrencia de eventos de diferentes índoles que se han superpuesto en el tiempo y que han generado estructuras que se manifiestan con variada intensidad e indicios en la superficie (Rodríguez, 1998a, 1998b). Este bloque se caracteriza por el amplio desarrollo de la tectónica de cabalgamiento que afecta las secuencias más antiguas (Campo, 1983).

Localmente esta complejidad en la región de estudio se pone de manifiesto a través de estructuras fundamentalmente de tipo disyuntivas con dirección noreste y noroeste, que se cortan y desplazan entre sí, formando un enrejado de bloques y microbloques con movimientos verticales diferenciales, que se desplazan también en la componente horizontal y en ocasiones llegan a rotar por acción de las fuerzas tangenciales que los afecta como resultado de la compresión (Campo, 1983, 1990; Rodríguez, 1998a, 1998b). También se observan dislocaciones de plegamientos complejos, sobre todo en la cercanía de los contactos tectónicos (Campo, 1983, 1990).

En las secuencias más antiguas (rocas metamórficas y volcánicas) existen tres direcciones fundamentales de plegamientos: noreste-suroeste; noroeste-sureste; norte-sur; esta última, característica para las vulcanitas de la parte central del área. Las deformaciones más complejas se observan en las rocas metamórficas, en la cual en algunas zonas aparecen fases superpuestas de plegamientos (Campo, 1983, 1990).

En las rocas paleogénicas y eocénicas la dirección de plegamiento es este-oeste, mientras que las secuencias del Neógeno poseen yacencia monoclinas u horizontal (Campo, 1983, 1990).

El bloque Mayarí y el de Moa se separan por sistemas de fallas transcurrentes de dirección norte-noreste subparalelas al rumbo de la falla principal Cauto, que limita al bloque oriental en su conjunto. El bloque Mayarí se acuña tectónicamente hacia el este y debe estar sobre corrido al arco volcánico del Cretácico. En Pinares de Mayarí se observan pliegues de dirección noreste-suroeste (Campo, 1990).

En el bloque Sierra Cristal en los cúmulos ultramáficos están presentes estructuras plicativas probablemente de tipo isoclinal de orientación noreste y muy dislocadas por fallas de orientación noreste y noroeste (Campo, 1990).

En Moa se observan pliegues de dirección noroeste-sureste y noreste-suroeste, dislocados por fallas con dirección sublatitudinal y submeridional. En su periferia sur la zona yace tectónicamente sobre los complejos volcano-sedimentarios relacionados con el arco volcánico Cretácico. Particularmente en los yacimientos

de como Merceditas y Amores se observan estructuras plicativas de orientación sublatitudinal y probablemente submeridional (Campos, 1990; Rodríguez, 1998a, 1998b; Blanco, 1999).

En la Sierra del Purial aparecen dislocaciones plicativas superpuestas de dirección noroeste predominantemente, además de grandes dislocaciones transcurrentes de dirección oeste-noreste y oeste-noroeste, y un gran número de dislocaciones más tardías que dividen la zona en varios bloques (Campo, 1990).

1.2.3 Características geológicas y estratigráficas del área de estudio

El área de estudio se caracteriza por un nivel de complejidad geológica muy alto. En ella concurren varias formaciones geológicas que son producto de la conjugación de diferentes procesos y eventos sedimentarios y tectónicos de carácter regional y local. Por tanto, para realizar esta investigación asumimos el modelo tectonoestratigráfico propuesto por Félix Quintas Caballero en su Tesis Doctoral en 1989, donde propone agrupar las formaciones geológicas de oriente del país en Asociaciones Estructuro Formacionales (AEF). Donde, un AEF es un conjunto de unidades litológicas, que muestran estilos tectónicos, magmáticos, metamórficos y secuencias estratigráficas, ligados al desarrollo de una unidad geotectónica determinada –arco de islas volcánicas, márgenes continentales pasivos, dorsales oceánicas, cuencas de retroarco y cuencas transportadas– como unidades controladas por la evolución de la corteza terrestre en una región concreta.

De acuerdo al objetivo de este trabajo, nos centraremos en la asociación estructuro formacional de las cuencas marginales del Cretácico Superior al Paleoceno Inferior. La misma está representada en el área de estudio por las formaciones Mícara, La Picota y Gran Tierra, las cuales afloran en la Cuenca de Sagua de Tánamo y de modo discontinuo alrededor de las premontañas de Nipe y Cristal así como el flanco sur de las serranías de Moa y Baracoa, al igual que en la periferia sur de la Cuenca de Baracoa (Figura 7). (...) De acuerdo a los datos

disponibles la Formación La Picota solo se conoce en los alrededores de los complejos ofiolíticos, al igual que las turbiditas de serpentinoclastos de la sección paleocénica de la Formación Mícara, por lo que se estima que el origen de estas secuencias es de carácter local y que las cuencas en las que se formaron experimentaron cambios rápidos de su régimen tectonosedimentario, relacionados con el choque y destrucción del arco frontal del Cretácico, el cierre de la antigua zona de subducción y el infracorrimiento del melange ofiolítico hasta su derrame en la superficie, la Formación Gran Tierra de distribución localizada en la periferia del melange ofiolítico es testimonio de una etapa de transición en que ocurrió una pausa en los movimientos tectónicos intensos a fines del Maestrichtiano. Tanto la Fm. Mícara como la Fm. La Picota presentan un grado de deformación variable, formando parte en ocasiones de micro y mesomelange, presentándose en algunos casos poco deformadas (Quintas, 1989).

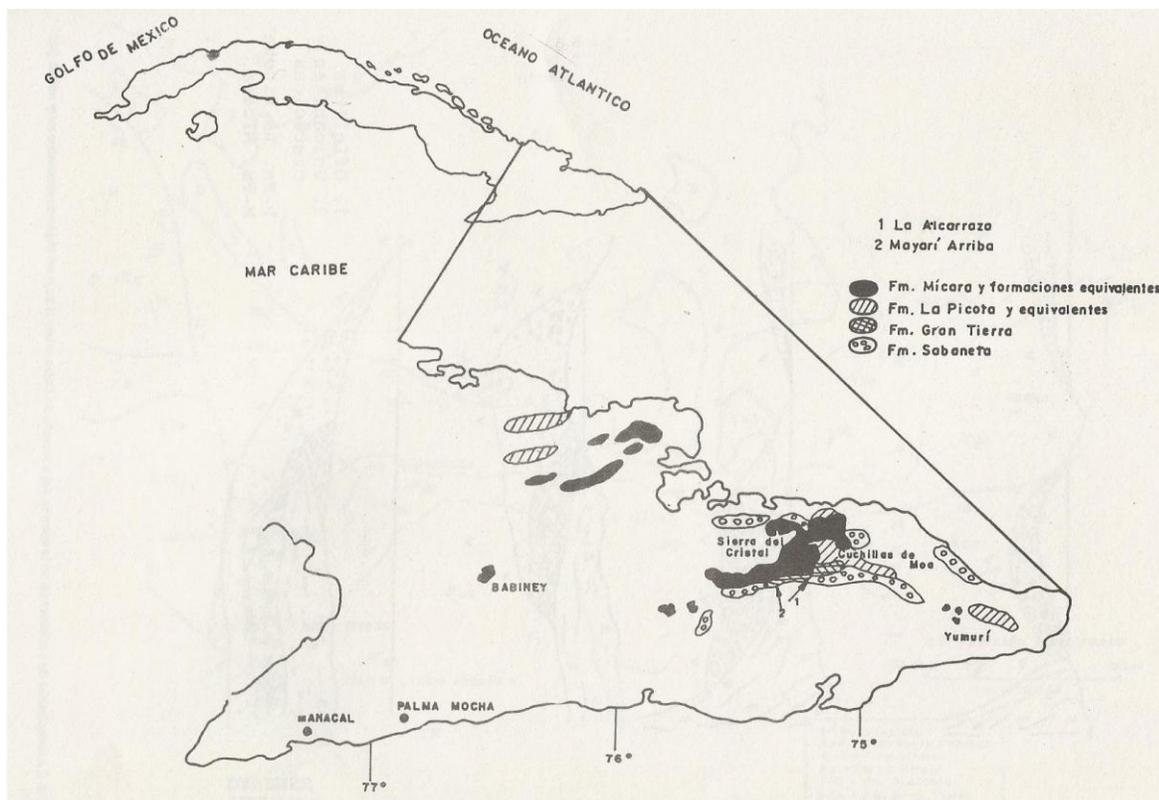


Figura 7: afloramientos de las formaciones Mícara, La Picota y Gran Tierra.

1.2.4 Tectónica del área de estudio

Se compone de varias fallas subparalelas de trazo irregular, deformado. El ancho de la zona es variado puede alcanzar cuatro kilómetros. Los tramos de fallas son seguros, mapeados en el campo mientras su parte noroccidental está parcialmente cubierta por sedimentos paliogénicos enmascarados por fallas más jóvenes, las zonas de falla se consideran casi virtual alcanzando profundidades verticales, las rocas dentro esa zona están muy trituradas tanto las zonas de trituración como la orientación estructural de los distintos bloques siguen el rumbo general de las fallas así como los pequeños sobrecrecimientos o escamas, también están orientadas subparalelamente con las fallas. En la zona de falla se encuentra únicamente rocas de la asociación ofiolíticas y de la Formación Sierra del Purial. La estructura de graben entre el cerro Miraflores y la Sierra Maquey se formó posteriormente rejuveneciendo algunos elementos de la zona. Durante largo tiempo está controlado el levantamiento desigual de las regiones separadas por ellos pero anteriormente debemos contar con movimientos horizontales cambiados por la rotación de bloques, sincrónicos o anteriores a la formación de los sobrecrecimientos de la propia zona. Segunda posibilidad, significa una época de la actuación de las fuerzas compresivas (Cobiella, 1978, Quintas 1989).

La cuenca Sagua de Tánamo está delimitada al este por la falla Miraflores y al sur por el bloque elevado de la Sierra del Maque, al norte continua en la costa del océano atlántico. El basamento ultrabásico aparece en la superficie en varias localidades y en otros lugares yace a profundidades mayores de 1 000 m. En la parte meridional de la cuenca el basamento está constituido por rocas del arco volcánico de Cretácico en forma de un tercer manto tectónico. Los sedimentos que rellenan la cuenca están representados por la formación la Picota, Gran Tierra, Mícara, Yateras, Júcaro, Sabaneta y los depósitos cuaternarios.

Esta cuenca está afectada por fallas compresivas laramídicas y poslaramídicas de rumbo NW-SE, al sur del poblado Cebolla una falla de igual dirección a la anterior delimita la extensión territorial de la formación Mícara y Gran Tierra aparecen

formas suavemente plegadas con eje de dirección NE-SW, E-W, NW-SE y N-S que no son correlacionables con el sistema de falla protocubana conocidas.

Bloque Sierra Maquey: se limita al norte y al noroeste por el hundimiento de la cuenca de Sagua de Tánamo, al noreste está cortado por fallas Miraflores-Riito, se considera un bloque elevado entre una cuenca y una falla, en su parte central predominan las rocas ultrabásicas (ofiolitas) y en los bordes las rocas del arco volcánico superior.

Las peridotitas de la sierra Maquey presentan una forma ovalada negativa con su eje de 3 y 5 km de longitud que se manifiestan en el bandeamiento de la roca que puede tener un origen magmático tectónico. Las zonas periféricas de las ultrabasitas están atravesadas por diques de diabasa.

La región pertenece a una zona transicional con características de anomalías gravimétricas con valores de isolíneas entre 70 y 140 Mgal que se encuentran entre el máximo de la meseta y el mínimo de la costa NE. Se supone que el bloque de Sierra del Maquey se hunda hacia el oeste en el fondo de la cuenca Sagua de Tánamo en forma escalonada.

Para este bloque son características las fallas compresivas de rumbo ENE-WSW y ESE- WNW que determinan movimientos en las direcciones NE-SW, E-W, N-S. Según datos aeromagnéticos existe un sistema de fallas de rumbo NW-SE, septentrional con las de dirección NE-SW que son de gran importancia.

La tectónica favorece el desarrollo de los deslizamientos, en las áreas donde existen grandes familias de grietas y fallas, donde es evidente que los movimientos tectónicos han alterado mucho más las rocas, las cuales se pueden convertir en posibles SR ya que son las zonas más débiles estructuralmente del macizo rocoso.

Capítulo II

CAPÍTULO II. MÉTODOS, TÉCNICAS Y VOLUMEN DEL ESTUDIO SEDIMENTOLÓGICO

Introducción

En el presente capítulo se describe la metodología aplicada en la investigación para la elaboración de un modelo de evolución paleogeográfica del intervalo Cretácico Superior/Paleógeno Inferior en la cuenca Sagua de Tánamo, a partir del análisis de facies sedimentarias, según tres etapas principales (Figura 8) las cuales se detallan a continuación.

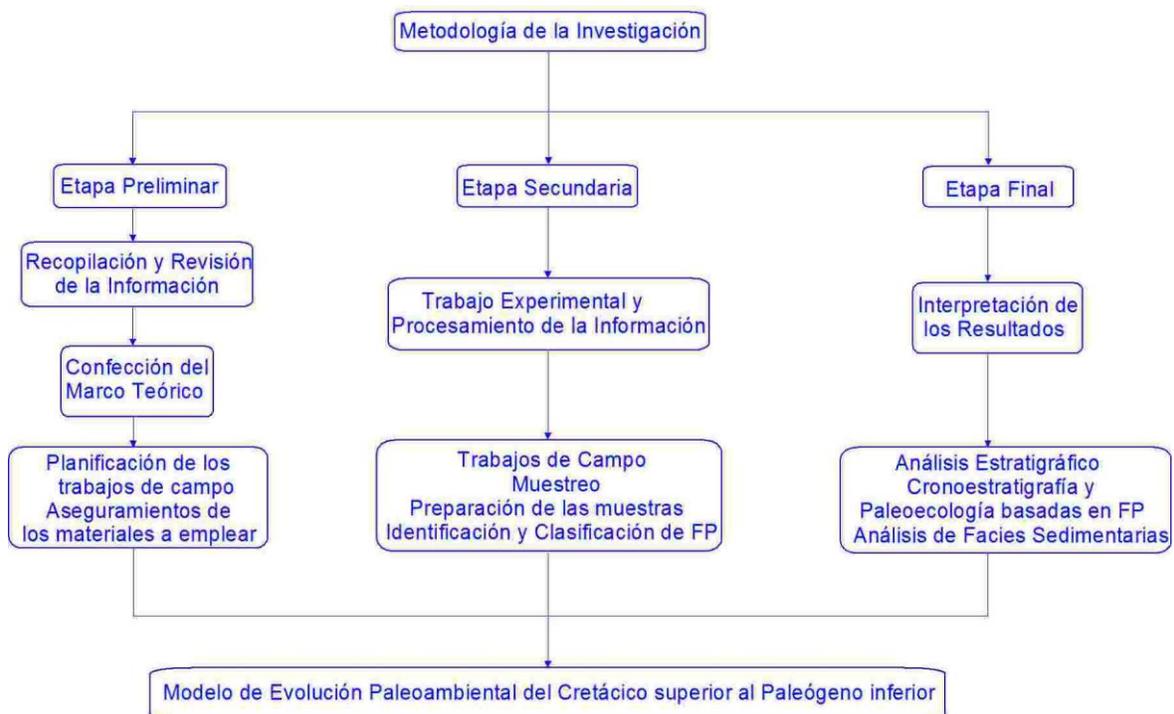


Figura 8: etapas del desarrollo de la investigación.

2.1 Etapa preliminar

2.1.1 Recopilación y revisión de la información

En esta etapa se realiza el análisis de las bibliografías existentes de la región y del área de estudio, de la cual se extrae y recopila la información útil para la investigación. Se realizan búsquedas en el Centro de Información del Instituto Superior Minero Metalúrgico de Moa (ISMMM), donde se tuvo acceso a libros, revistas, trabajos de diplomas, tesis de maestría y doctorales, además de búsquedas en Internet. Como resultado se obtuvo información referente a la descripción regional desde el punto de vista geológico, geomorfológico, topográfico, tectónico, morfotectónico, estratigráfico, etc.

En esta etapa se confeccionan los marcos teóricos, se diseña la metodología de la investigación y se elige el método a utilizar para cumplir con el objetivo general del trabajo.

Es importante señalar que luego de revisar críticamente la bibliografía existente acerca del análisis de facies sedimentarias y teniendo en cuenta los criterios de diferentes autores y las tendencias que estos representan, se decidió aplicar la “metodología del análisis de facies” propuesta por Alfredo Arche en la nueva edición corregida y aumentada del texto “Sedimentología”, volumen I; publicado por el Consejo Superior de Investigaciones Científicas (Madrid, 1992). Considerando que esta metodología presenta una relevante actualidad y no difiere en gran medida de otras propuestas analizadas; además, tiene la ventaja de encontrarse sintetizada y ordenada por pasos lógicos a seguir -lo que permite una aplicación práctica-, cosa que en otros textos no fue posible constatar.

Es válido destacar que la metodología escogida fue parcialmente modificada para adecuarla a las características y condiciones de trabajo objetivas de esta investigación.

Metodología del estudio sedimentológico a partir del análisis de facies; modificada de (Arche, 1992b):

1. **Descripción de las facies en el campo:** las facies normalmente son distinguidas en la base de los atributos que son genéticamente significativos, porque el foco del análisis de facies es generalmente averiguar algún aspecto del origen de la sucesión. Así, generalmente las características diagenéticas y de desgaste (como el color de la roca y el tipo de cemento) son de menos valor que los atributos primarios como el tamaño y selección del grano, estructuras físicas, contenido fósil, composición de los minerales sinsedimentarios autógenos, etc. La elección de las características a usar en la designación de las facies es normalmente evidente solo después de que el depósito ha sido examinado en detalle: la subdivisión de la sucesión en facies es una de las últimas cosas que se hace antes que comience la fase de interpretación, porque es solo entonces que el rango completo de las características del depósito es conocido y el número de facies necesitado para describir la sucesión puede ser evaluado adecuadamente (James & Dalrymple, 2010).
2. **Agrupación de estas facies en secuencias compuestas de dos o más miembros, limitadas en general por superficies netas:** una facies individual puede tener poco valor en una interpretación de medios, sin embargo, puede ser muy significativa si la analizamos relacionándola con las facies que se encuentran por encima y por debajo, formando una asociación de facies, que estaría formada por dos o más facies ligadas genéticamente y que reflejan la actividad de un proceso o procesos en un determinado medio o asociación de medios durante un tiempo suficiente como para producir unos depósitos que se conservan en el registro geológico (Arche, 1992b). Luego se definen sucesiones de facies a partir del ordenamiento secuencial de facies o asociaciones de facies. El concepto de sucesiones implica que ciertas propiedades de las facies cambian progresivamente en una dirección específica (horizontal y verticalmente) aunque una sucesión “aleatoria” desordenada es posible (James & Dalrymple, 2010).

3. **Inclusión en la secuencia obtenida de los datos de paleocorrientes, paleoecología de la fauna encontrada y de composición litológica:** aquí se integran la información obtenida de la interpretación de las estructuras sedimentarias y características litológicas observadas en el campo y/o en el laboratorio, además de los datos paleoecológicos resultado de la caracterización de los fósiles (en esta investigación nos centramos en los Foraminíferos Planctónicos).
4. **Determinación de los cambios laterales y verticales de las secuencias:** generalmente basta con la simple observación visual de una sección para separar secuencias y ciclos; y determinar su continuidad lateral. Pero en otras ocasiones esto no es posible, entonces se puede solucionar, en parte, el problema determinando si dos facies pasan la una a la otra más veces de las que un apilamiento aleatorio daría lugar, lo que revelaría una relación genética antes no sospechada (Arche, 1992b).
5. **Interpretación del medio de sedimentación y los procesos que generaron la secuencia (comparación con modelos actuales):** en este paso se interpreta el medio y los procesos que lo produjeron. Básicamente se utilizan datos obtenidos de las estructuras sedimentarias, geometría, litología, contenido fosilífero y marco tectónico. El resultado se compara con los modelos basados en el estudio de los ambientes deposicionales actuales

Los datos se expresan en mapas paleogeográficos, modelos tridimensionales, etc.

2.1.2 Planificación de los trabajos de campo

Los trabajos de campo se planificaron teniendo en cuenta el análisis previo de las investigaciones precedentes, lo que permitió priorizar la documentación de

secciones dentro de la cuenca Sagua de Tánamo que se conoce tienen edad Cretácico Superior y/o Paleógeno Inferior.

De cada punto de documentación se tomaron las coordenadas, puntos de referencia, elementos de yacencia y una descripción general del afloramiento.

2.2 Etapa secundaria: trabajo experimental y procesamiento de la información

El análisis sedimentológico realizado está soportado en las descripciones preliminares de los afloramientos, la interpretación de las fotografías tomadas de los mismos, la descripción megascópica de las muestras y el análisis micropaleontológico basado en foraminíferos planctónicos.

2.2.1 Medios empleados durante los trabajos de campo

Para garantizar la calidad de los trabajos de campo se utilizaron los siguientes medios:

Mochila

Libreta, lápiz y marcadores permanentes

Martillo, lupa y brújula de geólogo marca Burton

Pomo con ácido clorhídrico diluido al 10 %

Bolsa de polietileno para la toma de muestra

Carta topográfica del terreno a escala 1:25 000 y 1:50 000

2.2.2 Descripción de los afloramientos

Una correcta y detallada descripción de los afloramientos es fundamental para la interpretación del registro estratigráfico. Se decidió trabajar con un alto nivel de detalle a la hora de determinar las facies en el campo, ya que estas siempre se

pueden recombinar en el gabinete, pero una subdivisión cruda inicial no puede ser refinada más tarde.

Se usó una adecuación de la “Guía para la descripción de rocas sedimentarias epiclásticas”, propuesta por la Cátedra de Sedimentología de la Facultad de Ciencias Naturales, Universidad de La Plata, Argentina. Esta se basa en la caracterización sedimentológica teniendo en cuenta la textura, composición (definida megascópicamente y con lupa, según sea el caso), color y estructuras sedimentarias, como sigue:

Textura:

- Tamaño de grano medio y máximo, y selección de la sedimentita, con el auxilio de cartillas comparativas. Se recomienda escala y clasificación granulométrica de Udden Wentworth, y para la selección cartilla de Compton (1962), basada en los criterios de Folk (Anexo).
- Definir la presencia de matriz en psefitas y psamitas, y su abundancia (texturaclasto o matriz soporte).
- Apreciar -en forma general- la porosidad de la sedimentita.
- Determinar la redondez y esfericidad de los clastos por comparación visual, recomendada la cartilla y valores de Powers (1982) (Anexo), en arenas con el auxilio de lupa binocular.
- Determínese por último la madurez textural, por combinación de selección y redondez, y con el empleo de los conceptos y límites de Folk (1951) (Anexo).

Composición: definida megascópicamente en el caso de materiales psefíticos y con la lupa binocular para areniscas y pelitas (epi y piroclásticas).

- Determinar tipos de componentes clásticos: líticos (naturaleza), cuarzo, feldespatos, glauconita, fragmentos esqueléticos, vidrio volcánico, etc.; también la proporción y tipos de cementos.
- La consolidación de las rocas puede ser apreciada con el empleo de una escala relativa con los siguientes términos: friable, poco consolidada, moderadamente consolidada, consolidada y muy consolidada.

Color:

- Definir mediante la tabla de colores (Rock Color Chart), e indicando si el mismo es homogéneo o muestra cambios sutiles y cómo se manifiestan.
- En caso de impregnación con hidrocarburos indicar su intensidad, sobre la base del grado de pigmentación de la sedimentita.

Estructuras sedimentarias:

- Definir las estructuras sedimentarias: primarias o mecánicas, químicas y biogénicas.
- Para cada caso indicar: denominación, escala o dimensiones, geometría, posición en el estrato, orientación relativa y todo otro rasgo que contribuya a su definición.

2.2.3 Muestreo

El muestreo se realizó para determinar las edades de las secciones investigadas. Este tipo de muestreo tiene algunas condiciones elementales, las cuales no difieren mucho de cualquier otro tipo de muestreo geológico, y que se exponen a continuación (Molina, 2004):

- ✓ La muestra debe ser roca fresca: Se debe limpiar la superficie del lugar donde se toma la muestra. Esta condición es fundamental para evitar la contaminación de pólenes y microorganismos actuales y fósiles.
- ✓ Las muestras deben estar debidamente sigladas mediante letras y números que la identifiquen.
- ✓ El muestreo debe ser representativo del perfil en el que se realiza y depende de la resolución con que se quiere hacer el estudio de ese corte. Para esta investigación se realizó el muestreo de reconocimiento, tomando unas pocas muestras a lo largo del corte solo para conocer la edad.

2.2.4 Preparación de las muestras

Una vez recogidas las muestras en el campo se trataron en el laboratorio para obtener de ellas los foraminíferos planctónicos que contienen. El método escogido fue el levigado, comúnmente utilizado por los micropaleontólogos para la separación de microfósiles mayores de 0.063 mm (Figura 9). Esta técnica consiste en sumergir la muestra en una mezcla de agua normal (previamente a debido dejarse secar) con un 10 o 15 % de agua oxigenada a 110 volúmenes. Pasado un tiempo la muestra se disgrega y está preparada para pasarla por los tamices de lavado. Los tamices deben ir en luz de malla decreciente para que el sedimento vaya pasando de unos a otros por tamaños. Así, en el caso de los foraminíferos se utilizan tamices de 0.250 mm, 0.100 mm y 0.063 mm. El lavado se realiza bajo un chorro de agua y se termina cuando el agua que sale por debajo de los tamices, y que ha atravesado todo el residuo, parece completamente limpia. El residuo se recoge por tamaños en diferentes botes para su posterior estudio (Molina, 2004).

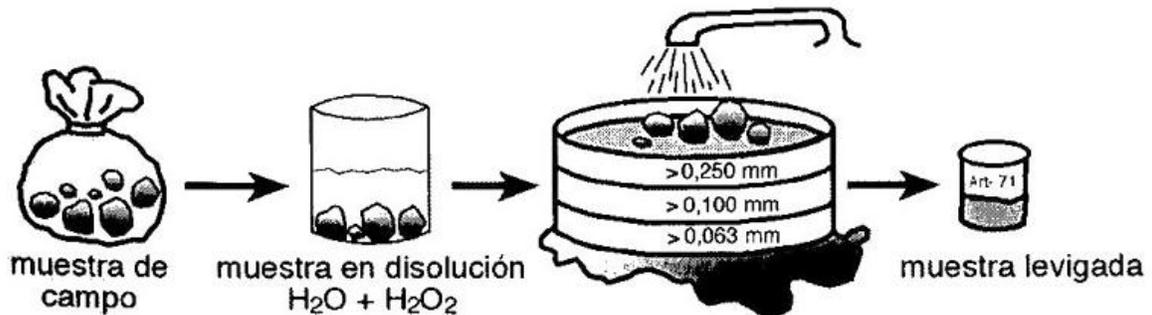


Figura 9: esquema del proceso de levigado.

El residuo obtenido del levigado se vertió sobre una pequeña bandeja de fondo plano y de color negro, esta se colocó en el microscopio binocular de luz reflejada (marca y modelo) y mediante un pincel muy fino y humedecido en agua se separaron los microfósiles para su clasificación (triado).

2.2.5 Identificación y clasificación de foraminíferos planctónicos

Una vez analizadas las muestras levigadas y extraídos los ejemplares de foraminíferos planctónicos, se pasó a identificarlos, para ello se usaron los trabajos taxonómicos y atlas de foraminíferos planctónicos más importantes del Cretácico y Paleógeno: Postuma (1971), Smith y Pessagno (1973), Stainforth et al. (1975), Blow (1979), Robaszinsky et al (1984), Bolli et al. (1985), Nederbragt (1991) y Olsson et al. (1999).

2.3 Etapa final: interpretación de los resultados

2.3.1 Caracterización estratigráfica y sedimentológica

En esta etapa se analizaron los datos estratigráficos y sedimentológicos obtenidos en el campo, que permitieron delimitar y caracterizar las facies sedimentarias presentes.

2.3.2 Cronoestratigrafía y paleoecología basada en foraminíferos planctónicos

Ya identificadas las especies presentes en cada muestra se procedió a datar las muestras mediante un sencillo análisis bioestratigráfico de las asociaciones microfaunísticas identificadas. Nos basamos en la biozonación propuesta por Fernández *et al*, 1991. Donde, el Maastrichtiense está representado por la biozona de rango *Racemiguembelina fructicosa* y el Daniense por la biozona *Globigerina eugubina*; esta última está caracterizada por la desaparición de *R. fructicosa* y presenta además *Globigerina fringa*, *Globorotalia inconstans*, *Guembelitra cretacea*, y un amplio grupo de globigerinas muy pequeñas.

Los foraminíferos planctónicos están limitados por diversos factores medioambientales, siendo la temperatura, la profundidad, la salinidad, los nutrientes y la oxigenación de las aguas, los cinco factores más importantes. Sus

características biológicas les impiden apartarse mucho de unos determinados rangos de cada uno de estos factores. En general, cada grupo de foraminíferos planctónicos está adaptado a unas condiciones ecológicas determinadas de temperatura y profundidad; y su distribución paleoceanográfica dependerá de la latitud a las que esté adaptado. Se pueden diferenciar cinco provincias faunísticas: polar, subpolar, templada, subtropical y tropical, aunque no existen límites bruscos entre estas zonas. Las especies de foraminíferos se pueden dividir entre las que prefieren aguas cálidas (tropical-subtropical), las que abundan en aguas frías (polar-subpolar) y las características de aguas templadas (Arenillas *et al*, 2000). Teniendo en cuenta todo lo anterior se realizó el análisis paleolatitudinal, tomando como base para las determinaciones las tablas y mapas paleogeográficos que se anexan, tomados de Arenillas *et al*, 2000.

2.3.3 Análisis de facies sedimentarias y modelo paleoambiental

Una vez determinadas las características estratigráficas y sedimentológicas de las formaciones estudiadas y obtenidos los datos cronoestratigráficos y paleoecológicos, se realizó el análisis de facies y se propuso un modelo de evolución paleoambiental, según la metodología explicada en el epígrafe 2.1.1.

Capítulo III

CAPÍTULO III: SEDIMENTOLOGÍA DE LAS FORMACIONES DEL LÍMITE CRETÁCICO/PALEÓGENO EN SECCIONES DE LA CUENCA SAGUA DE TÁNAMO

En el presente capítulo se discuten los resultados obtenidos del estudio sedimentológico de las formaciones representativas del límite Cretácico/Paleógeno en la cuenca Sagua de Tánamo.

3.1 Caracterización estratigráfica

Formación Mícara: Aflora muy bien entra Mayarí y Baracoa, provincias de Granma, Holguín y Santiago de Cuba, en los valles del macizo montañoso, muy relacionado con el olistostroma La Picota. Es una sección de turbiditas grauvacas, bien estratificadas, de pocos centímetros hasta decenas de centímetros de espesor, que presentan gradación granulométrica, con icnitas y bioglifos en la base de los estratos. Localmente aparecen capas de conglomerados ricos en cantos rodados de rocas del arco volcánico del Cretácico, y en menor grado, de serpentinitas. También se les intercala localmente de hasta 5 y 10 cm de areniscas bien estratificadas constituidas por granos de serpentinita. Raramente aparecen intercalaciones de tobas vitroclásticas, cristaloclásticas y tufitas psammiticas, sobre todo en la porción del Daniano temprano (La Alcarraza) (Figura 10). Las secciones de la Formación Mícara pueden estar intercaladas con aquellas de la Formación La Picota, que constituye eventos de deslizamientos submarinos hacia la cuenca, provenientes del frente de sobrecorrimiento o de superficies de despegue someras (decollement). En estos casos hay masas de la Formación Mícara extremadamente deformadas y desmembradas.

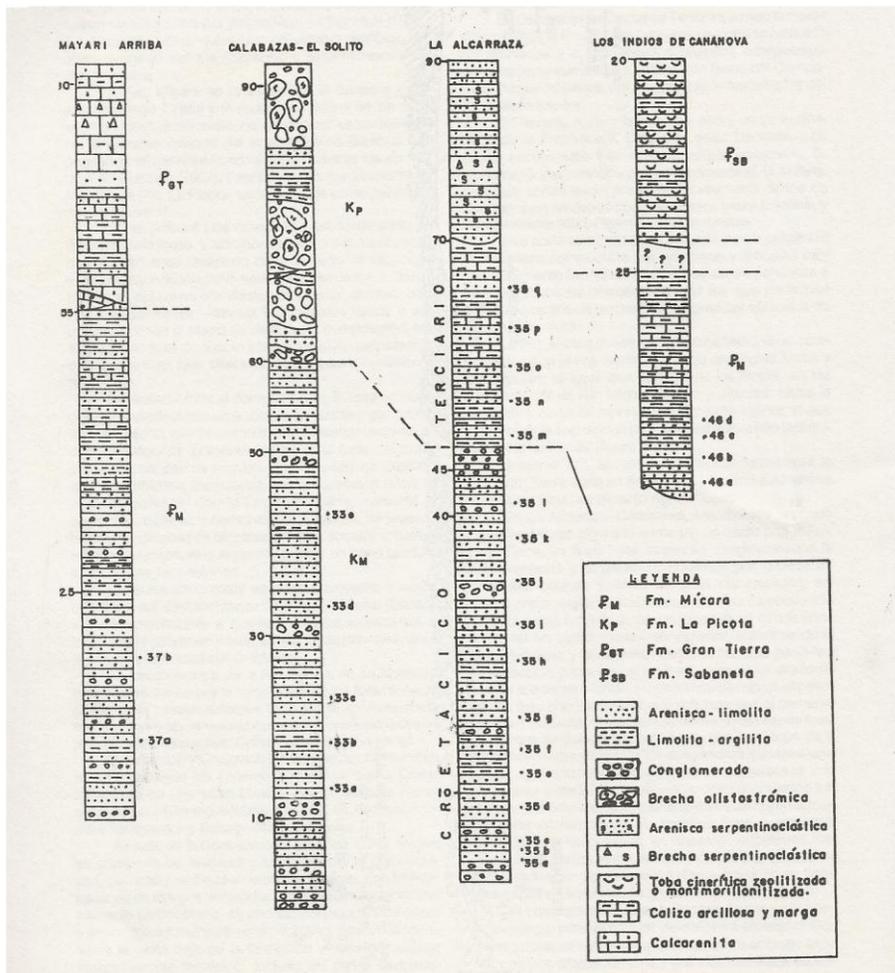


Figura 10: columnas estratigráficas de algunos cortes de la Fm. Mícará (Tomado de Quintas, 1989).

En la región de Calabazas a Naranjo Agrio, Iturralde-Vinent (1976) distingue tres niveles:

- El nivel inferior aflora por el camino de Calabazas y Achotal. El espesor alcanza los 100 metros. Se compone de ritmitas de espesor variable constituidos por areniscas y lutitas. Las areniscas se acuñan o alcanzan los 30 m de espesor en distancias cortas. El contacto inferior de las areniscas es erosivo, con icnitas y bioglifos, en tanto que entre areniscas y lutitas es brusco. Las areniscas grauvacas son de grano grueso a medio, grano-descendentes, de color negro que alteran a carmelita. Contiene detritos

redondeados de rocas efusivas, calizas criptocristalinas con *Calcisphaera(?)* sp., caliza micrítica con foraminíferos planctónicos del Albiano-Cenomaniano, y en menor cuantía, granos de plagioclasas, cuarzo, calcedonia, calcita y minerales ferromagnesianos. El cemento es calcáreo muy escaso. Contiene foraminíferos planctónicos y bentónicos pequeños, algas y moluscos. Las lutitas son laminares, de color gris acero que altera a tonalidades de carmelita, y contienen detrito compuesto por granos de rocas, plagioclasas, cuarzo y calcita, en matriz arcillosa. Raramente contiene microfósiles. En esta sección se intercalan capas de conglomerados, de 1 a 5 metros de espesor, de clastos bien redondeados, compuestos por rocas tobáceas (Formación Santo Domingo), que alcanzan hasta 30 cm de diámetro, en matriz areno-gravosa. Su edad es Maastrichtiano de acuerdo a los pocos fósiles identificados (*Heterohelix* sp., *Globotruncana* cf. *G. linneiana*, *Pseudoguembelina* sp., *Rugoglobigerina rugosa*, *Sulcoperculina* sp.).

- El nivel medio aflora por el camino de Calabazas a Naranjo Agrio. Forma una escama levemente corrida sobre la sección inferior y sobre las serpentinitas. Su espesor es de unos 150 metros. Se compone de areniscas grauvacas de grano grueso, en estratos de 10 a 15 centímetros. No se encontraron microfósiles índices.
- El nivel superior yace concordantemente debajo de las formaciones Gran Tierra y Sabaneta (Daniano tardío y más jóvenes). Se compone de areniscas grauvacas de grano grueso, en estratos de 5 cm de espesor, con esporádicas intercalaciones de gravelitas de 10 cm de espesor. En su porción media se intercalan capas de conglomerados de 1 a 3 m de espesor, con clastos de dioritas y de rocas vulcanógenas (Formación Santo Domingo), en matriz arenosa. La edad se determina como Paleoceno basal (Daniano), sobre la base de microfósiles (*Globorotalia compressa*, *G. elongata*, *G.* cf. *G. imitata*, *G. pseudobulloides*, *Pontocyprilla* sp.).

Tanatocenosis y edad. En otros afloramientos de la Formación Mícará se han descrito numerosos fósiles, incluyendo foraminíferos (*Globotruncana* spp., *Globotruncanella havanensis*, *G. petaloidea*, *Globotruncanita conica*, *Guembelina cretacea*, *Pseudotextularia varians*, *Racemiguembelina fructicosa*, *Rosita contusa*, *Rugoglobigerina* sp.) propios del Maastrichtiano Superior y *Globigerina eugubina* del Daniano basal. Algunas localidades estudiadas por el Mark Pucket (ostrácodos) y Charlie Smith (nannofósiles) contenían también fósiles del Maastrichtiano y Paleoceno. Por ejemplo, 1. Calabazas (Maastrichtiano: *A. mayaroensis*, *R. fructicosa*, *G. contusa*, *G. stuarti*, *A. mayaroensis*, y *Bairdia* y *Cytherella*; Paleoceno: *Cytherelloidea* y *Cytherella*). 2. Sección El Pica (Paleoceno: *Cruciplacolithus tenuis*, *Chiasmolithus* spp., y *Braarudosphaera* spp.).

Ambiente de sedimentación. Se depositó en una depresión marina de aguas profundas, con aportes de sedimentos producto de la erosión de un terreno con rocas volcánicas y máfico-ultramáficas, seguido por el deslizamiento de escamas tectónicas y olistostromas frontales, que se mezclaron con los sedimentos, debido al avance de mantos de corrimiento.

MIEMBRO NARANJO AGRIO Iturralde-Vinent 1976

Se trata de una sección conglomerática presente en los alrededores de La Zarza y Naranjo Agrio (Iturralde-Vinent 1976), que constituye una facies lateral de la Formación Mícará. Según este autor son conglomerados con clastos bien rodados de 10 a 20 cm. Hay limitadas intercalaciones de areniscas grauvacas, de grano grueso a medio, en estratos de 5 a 10 cm, formando horizontes de 20 a 5 metros de espesor. El material clástico se compone de fragmentos de rocas tobáceas (Formación Santo Domingo) y de dioritas. Esta sección es masiva a groseramente estratificada. Su espesor sobrepasa los 250 metros. Carece de fósiles. Yace en contacto tectónico debajo de las vulcanitas del Paleoceno-Eoceno, descansa sobre la sección inferior de la Formación Mícará.

Formación La Picota: Se desarrolla en las provincias de Holguín, Santiago de Cuba y Guantánamo. Se interdigita lateralmente con la Fm. Mícará. Se ha

caracterizado como un olitostroma compuesto por conglomerados polimícticos y conglobrechas, con intercalaciones de areniscas polimícticas y argilitas grauvacas. El material clástico, desde mal seleccionado hasta caótico, incluye cantos rodados, bloques, olistolitos y olistoplacas. El tamaño de estos elementos detríticos varía desde algunos centímetros hasta cientos de metros. Los menores son derivados de rocas del arco volcánico del cretácico y máfico-ultramáficas, los olistolitos y olistoplacas pueden estar constituidos por secciones desmembradas de la Formación Mícara y los olistoplacas son rocas máfico-ultramáficas y metamórficas. Las secciones olistostrómicas típicas tienen matriz areno-arcillosa de tipo grauvacca, y se intercala con paquetes de varios metros de espesor compuestos por arenisca de grano grueso a fino, gradacionales, de composición serpentinitica, bien estratificada. Estos olitostromas interdigitan lateralmente con la Formación Mícara, y sobreyacen discordante a la Formación Santo Domingo y las metamorfitas de Sierra del Purial. Se cubren concordantemente por las formaciones Gran Tierra y Sabaneta del Daniano. Los fósiles índices son Foraminíferos: Sulcoperculina globosa, Vaughanina cubensis; Briozos y Algas.

Formación Gran Tierra: Posee afloramientos discontinuos en La Alcarraza, Mayarí Arriba y al este-noreste de Sagua de Tánamo. En el corte de La Alcarraza, la formación se compone de conglomerados vulcanomícticos con cemento calcáreo, que transiciona hacia arriba a biocalcarenita margosa. Los sedimentos terrígenos basales de esta unidad tienen un carácter de flysch. Los clastos son angulosos y subangulosos de vulcanitas básicas. Hacia la parte alta del corte, predominan las calizas organodetríticas intercaladas con margas. Las biocalcarenitas están constituidas por clastos de calizas arrecifales con corales, miliarios y algas, con típica ritmicidad de origen turbidítico. Existen algunas brechas intraformacionales de aspecto olitostrómico. La Fm. Gran Tierra parece ser un producto de la sedimentación de corrientes turbias de dos fuentes distintas: barreras arrecifales y terrenos donde afloraban vulcanitas y serpentinitas. El material calcáreo abunda hacia el suroeste de Sierra Cristal, lo que explicaría la

presencia de depósitos calcareníticos olitostrómicos en esa dirección. En ninguna localidad se ha observado superposición tectónica de las ofiolitas sobre esa unidad. Ella es sobreyacida en concordancia por la Fm. Sabaneta, con la que tiene un contacto gradual. La asociación fosilífera reportada se compone de foraminíferos tales como *Globorotalia imitata*, *G. pseudobulloides*, *G. trinidadensis* y los ostrácodos *Hermatites* sp., *Bairdia* sp., *Xestoleberis* sp. Que determinan el Paleoceno Inferior.

3.2 Paleoecología basada en foraminíferos planctónicos

El estudio de los foraminíferos planctónicos para hacer determinaciones paleoecológicas no es muy común, puesto que no son los mejores microfósiles indicadores de paleoambientes. Son más usados para estudios cronoestratigráficos, pero una vez identificados, pueden aportar información de las latitudes que habitaron (ver anexos 5, 6, 7 y 8). En la presente investigación tomamos géneros y especies identificadas, por diferentes autores, en las formaciones Mícara y Gran Tierra para realizar el análisis paleolatitudinal de las mismas (figura 11). En el maastrichtiense existe un claro predominio de especies que viven en latitudes tropicales y subtropicales, con destaque para los géneros *Rugoglobigerina* sp. y *Globigerinelloides* sp., así como las especies *Globotruncanita stuarti* y *Globotruncanella petaloidea*. En el daniense, los *Chiloguembelínidos* ocuparon todas las latitudes con mayor abundancia en la polar-subpolar.

Periodo	Epoca	Edad	Foraminíferos Planctónicos	Paleolatitudes		
				Tropical-Subt.	Templado	Polar-Subp.
Paleógeno	Paleoceno	Daniense	Chiloguembelina sp.	Presente	Presente	Abundante
Cretácico	Superior	Maastrichtiense	Globotruncanita stuarti	Abundante	Abundante	Ausente
			Globotruncanitata cónica	Presente	Presente	Ausente
			Rugoglobigerina sp.	Abundante	Ausente	Ausente
			Globigerinelloides sp.	Abundante	Ausente	Ausente
			Heterohelix. pulchra	Presente	Presente	Presente
			H. globulosa	Abundante	Abundante	Abundante
			Archeoglobigerina sp.	Presente	Presente	Ausente
			Globotruncanella havanensis	Presente	Presente	Presente
			Globotruncanella petaloidea	Abundante	Abundante	Presente
			Racemiguembelina fructicosa	Presente	Presente	Ausente
			Gembelina cretacea	Presente	Presente	Presente

Leyenda

	Abundante
	Presente
	Ausente

Figura 11: distribución de foraminíferos planctónicos de las Fm. Mícara y La Picota por paleolatitudes.

3.3 Análisis de facies

Como ya se ha dicho anteriormente, el análisis de facies sedimentarias, en la actualidad, es una importante herramienta (casi imprescindible) en los estudios sedimentológicos de rocas antiguas.

Formación Mícará

Sección La Alcarraza: en el corte afloran rocas clásticas, terrígenas y en menor medida carbonatadas (Figura: 12).

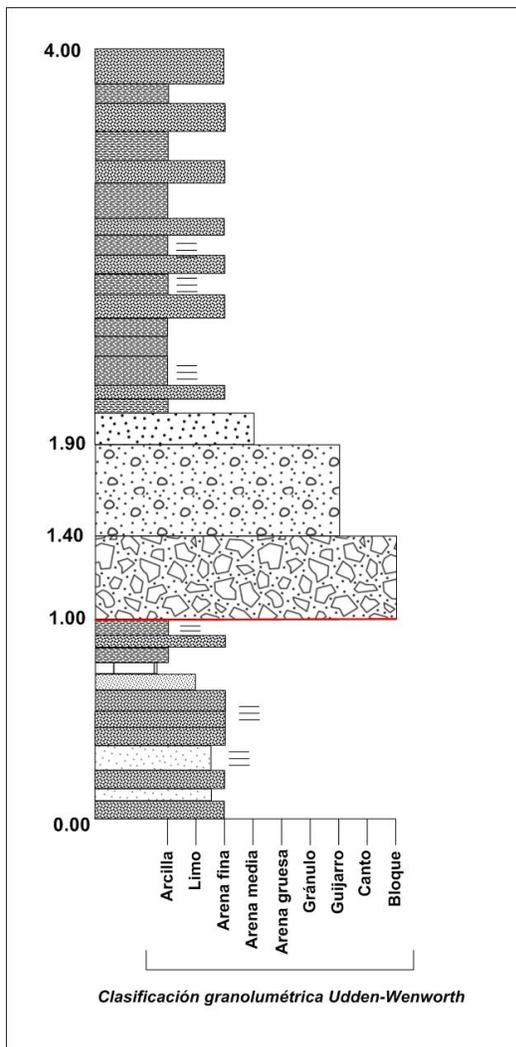


Figura 12: columna estratigráfica de la sección La Alcarraza.

La parte inferior del corte, que pertenece al Maastrichtiense, se caracteriza por la acumulación de areniscas masivas que transicionan a una arenisca con mayor contenido de arcilla y disminución de la cantidad de arena, hasta la aparición de una fina capa de caliza. Esta asociación de facies pertenece a un ambiente deposicional marcado por un rápido hundimiento de la cuenca y régimen superior de flujo, caracterizado por una rápida sedimentación y estratificación.

Justo encima de este paquete, se encuentra una brecha polimíctica (clastos angulosos de gabros, microgabros, tobas, calizas, peridotitas serpentinizadas) cuya matriz es un microconglomerado a arena gruesa, que transiciona a microconglomerado con cantos rodados redepositados. Estas facies exóticas requieren de mayor pendiente que las clásicas corrientes turbidíticas y son más abundantes al pie del talud. Se interpreta como un deslizamiento provocado por los tsunamis producidos al impactar el meteorito en Chixchulux al final del Cretácico.

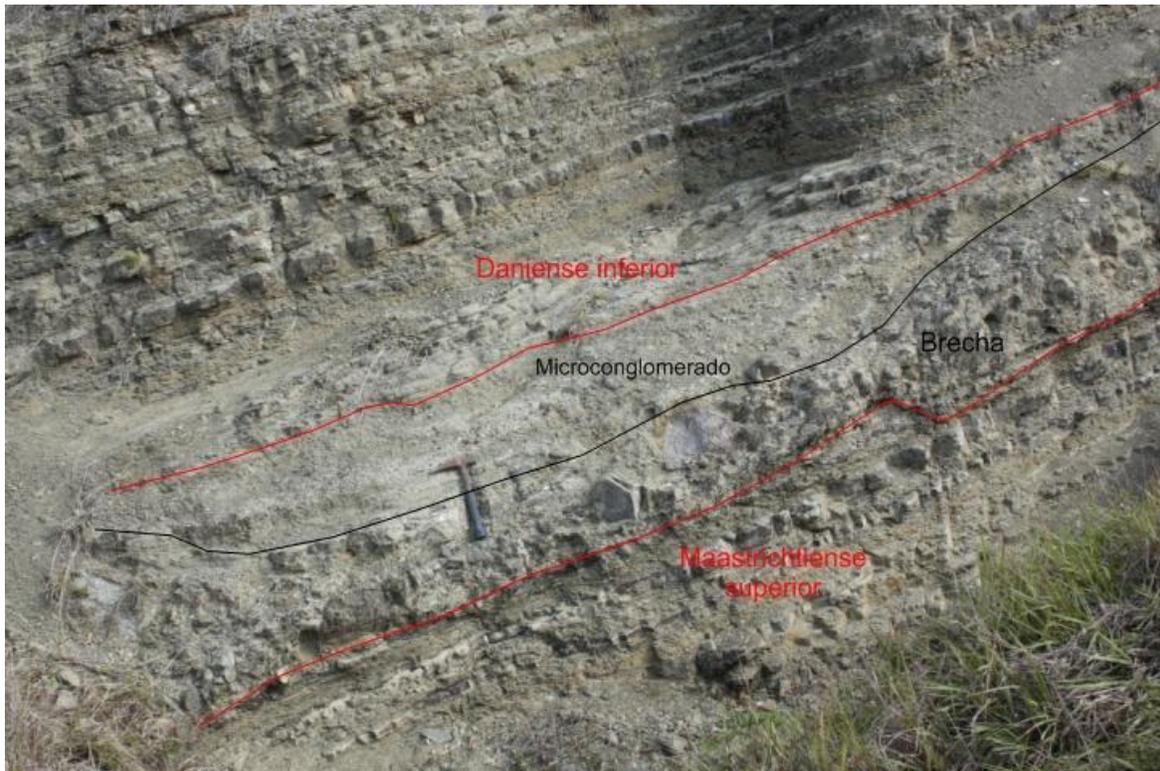


Figura 13: sección La Alcarraza.

La parte superior del corte, de edad Paleoceno, se caracteriza por alternancias rítmicas de areniscas masivas pardas y grisáceas y lutitas algo laminadas. La estratificación es paralela y hay ausencia de señales erosivas o de canalización. Cada estrato de arenisca y/o lutita analizado de forma independiente no aporta información relevante del ambiente de formación, incluso si se analizan los ciclos arenisca-lutita por separado tampoco se obtienen datos relevantes que permitan una interpretación acertada del sistema deposicional. Solo analizando la alternancia monótona de arenisca y arcilla como un solo ciclo, se puede llegar a una interpretación cercana a la realidad. La misma se interpreta como una facies turbidítica clásica, depositada en un abanico submarino desarrollado en una llanura abisal. Por las características y relaciones de los estratos se ubica en medios planos, como las partes planas de los lóbulos del suprafans o el abanico inferior (Figura 14).

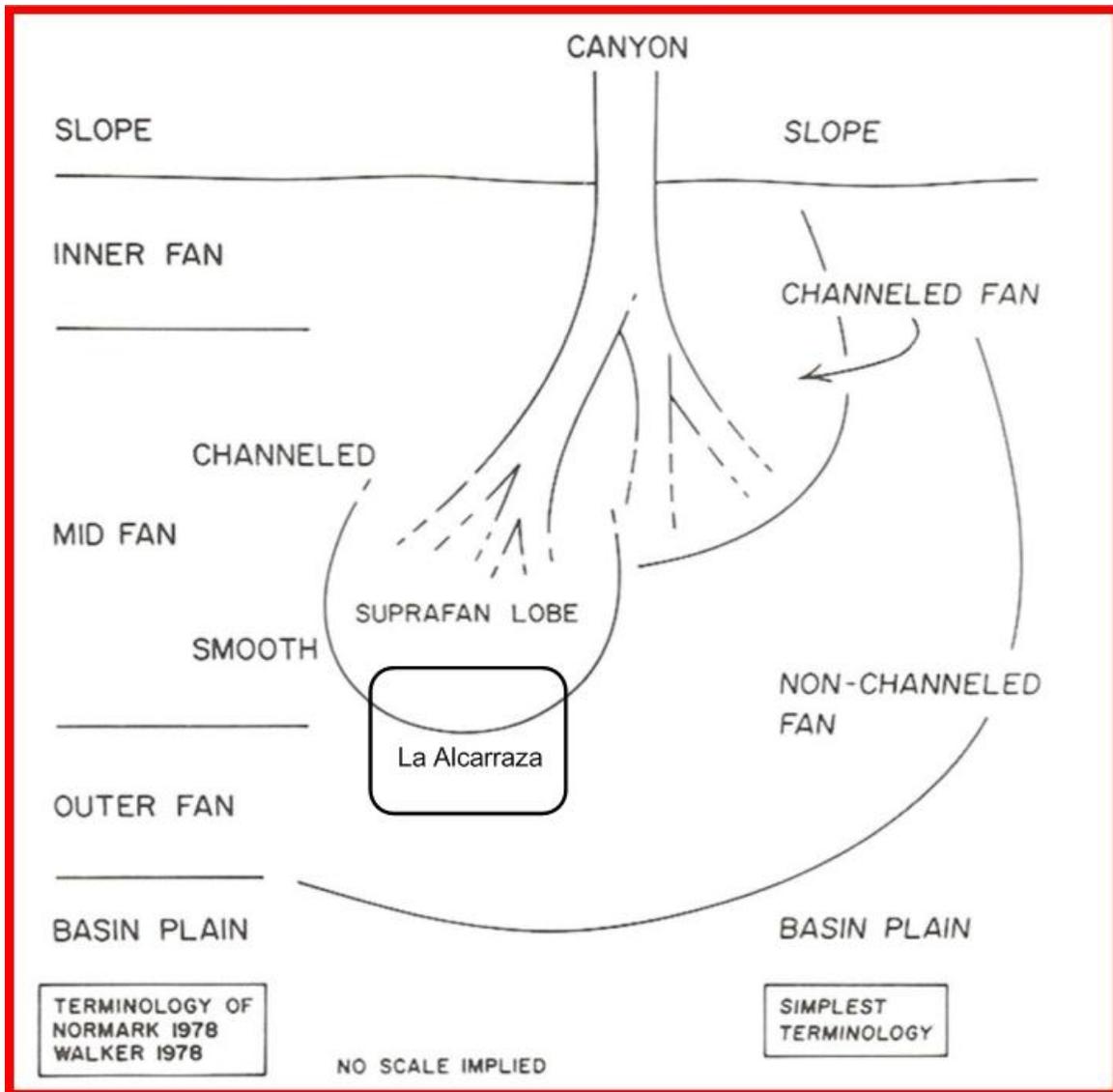


Figura 14: ambiente deposicional de la Formación Mícara en La Alcarraza.

Formación Gran Tierra

Sección Gran Tierra: el corte se compone en su parte inferior de capas de hasta 2 m de margas grises y verdes laminadas y nodulosas, separadas por finos niveles carbonatados (Figura 15). Más arriba en el corte, disminuye la potencia de las capas de margas, permaneciendo los niveles carbonatados. Luego estos (carbonatos) son sustituidos por niveles de brechas, repitiéndose más arriba los

ritmos de margas y calizas de poca potencia con zoophycus (Figura x). Finalmente el corte termina con capas de 1 a 2 metros de brechas conglomeráticas con cemento de arenas gruesas.



Figura 15: parte inferior de la formación Gran Tierra, compuesto por margas grises y verdes laminadas y nodulosas, separadas por finos niveles carbonatados.

La secuencia antes descrita se sedimentó en un ambiente marino de energía baja a media, en una zona batial. Son turbiditas asociadas a plataformas carbonatadas aisladas (Tipo Bahamas) que sufren un proceso de somerización.

La presencia de la icnofacies zoophycus implica un ambiente marino de energía baja a media, sedimentos inconsolidados ubicados en una zona batial (figura 16).

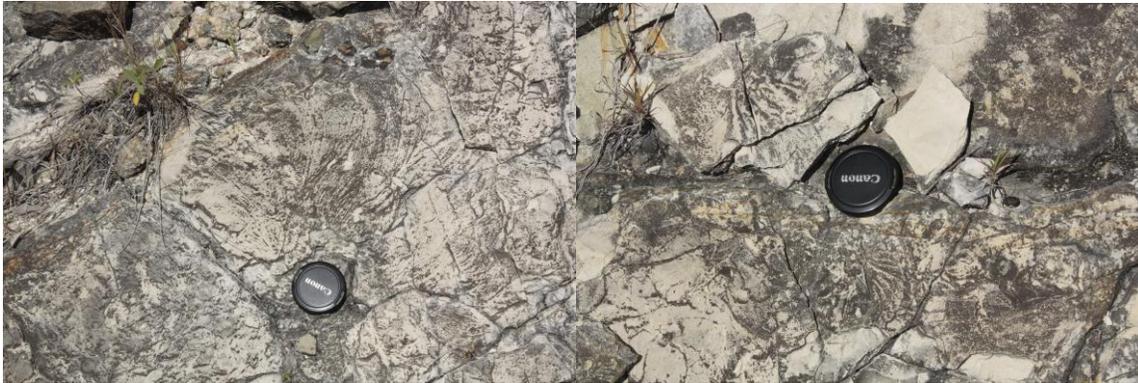


Figura 16: icnofacies zoophycus en calizas de la Formación Gran Tierra.

Formación La Picota

Se compone de numerosos olistostomas que en ocasiones presentan una intensa deformación y mezcla tectónica con bloques de clastitas de la formación Mícara, serpentinitas, calizas, gabros y diabasas. Se ha caracterizado como un olitostroma compuesto por conglomerados polimícticos y conglobrechas, con intercalaciones de areniscas polimícticas y argilitas grauvacas. El material clástico, desde mal seleccionado hasta caótico, incluye cantos rodados, bloques, olistolitos y olistoplasas. Tiene una composición muy variable en cortas distancias, a veces con apariencia brechosa y en ocasiones conglomerática, presentando en proporciones variables la matriz y el cemento, este último carbonatado. De acuerdo a las características de esta formación se estima que la misma se acumuló a finales del Cretácico, asociada al emplazamiento de las ofiolitas, que constituyeron su principal fuente de suministro. Se depositó en la zona del talud a profundidades medias. Los conglomerados son de origen marino y fluvio- marino, de facies deltaicas y en mayor parte continental.

Modelo de evolución paleoambiental

Para el final del maastrichtiense, en la cuenca Sagua de Tánamo, la sedimentación tuvo un carácter predominantemente flyshoide-olistostrómica, con

abundante aporte de fragmentos y bloques la secuencia ofiolítica y del arco volcánico extinto en el campaniense. El material clástico aparece de mal seleccionado a caótico e incluye cantos rodados, bloques, olistolitos y olistoplasas. La matriz es areno-arcillosa. Durante esta edad, la cuenca pasa por un momento de rápido hundimiento y régimen superior de flujo, caracterizado por una rápida sedimentación y estratificación. Las rocas estudiadas se depositaron en la zona del talud a profundidades medias, con conglomerados de origen marino y fluvio-marino, de facies deltaicas y en mayor parte continental. Justo en el límite Maastrichtiano-Daniense aparecen facies exóticas (brechas polimícticas) asociadas a deslizamientos provocados por los tsunamis producidos al impactar el meteorito en Chichchulux. En el daniense, la sedimentación ocurre de dos formas fundamentales. Una, como turbiditas clásicas, depositada en un abanico submarino desarrollado en las partes planas de los lóbulos del suprafans o el abanico inferior, en una llanura abisal; la otra pertenece a un ambiente marino de energía baja a media, en una zona batial. Son turbiditas asociadas a plataformas carbonatadas aisladas (Tipo Bahamas). Al final del daniense la cuenca sufre un proceso de somerización. De forma general, la cuenca Sagua de Tánamo se encontraba ubicada en latitudes tropicales y subtropicales durante el maastrichtiense, pasando a zonas más templadas durante el daniense.

CONCLUSIONES

1. Durante el maastrichtiense, en la cuenca Sagua de Tánamo, la sedimentación fue típicamente flyshoide-olistostrómica con abundantes fragmentos y bloques de la secuencia ofiolítica y el extinto arco volcánico del albiense-campaniense. En el Daniense se compone de calizas brechosas, conglomerados y areniscas volcanomícticas de cemento calcáreo, manteniendo en su parte basal el carácter flyshoide típico del tránsito Maastrichtiano-Daniano en la región.
2. La interpretación paleoecológica de las asociaciones de foraminíferos planctónicos estudiadas demuestra que la sedimentación ocurrió en latitudes tropicales y subtropicales durante el maastrichtiense, pasando a zonas más templadas durante el daniense.
3. La Formación La Picota se acumuló a finales del Cretácico, asociada al emplazamiento de las ofiolitas, que constituyeron su principal fuente de suministro. Se depositó en la zona del talud a profundidades medias, con conglomerados de origen marino y fluvio- marino, de facies deltaicas y en mayor parte continental.
4. La Formación Gran Tierra, del Daniano, se sedimentó en un ambiente marino de energía baja a media, en una zona batial. Son turbiditas asociadas a plataformas carbonatadas aisladas (tipo Bahamas) que sufren un proceso de somerización.
5. La Formación Mícara en el Maastrichtiano, está asociada a un ambiente deposicional marcado por un rápido hundimiento de la cuenca y régimen superior de flujo, caracterizado por una rápida sedimentación y

estratificación. Justo en el límite maastrichtiense-daniense aparece una facies exótica (brecha polimíctica) asociada a un deslizamiento provocado por los tsunamis producidos al impactar el meteorito en Chixchulux. En el daniense la sedimentación se interpreta como una facies turbidítica clásica, depositada en un abanico submarino desarrollado en las partes planas de los lóbulos del suprafans o el abanico inferior, en una llanura abisal.

RECOMENDACIONES

- Realizar un estudio paleontológico de alta resolución de foraminíferos planctónicos y bentónicos para corroborar con mayor exactitud las edades y condiciones de sedimentación de las secciones estudiadas.
- Continuar con el estudio sedimentológico a otras secciones y formaciones representativas del límite Cretácico/Paleógeno, que permita esclarecer aún más las condiciones paleoambientales.

BIBLIOGRAFÍA

- Alegret, L. (2005). Cretaceous-Paleogene boundary deposits at Loma Capiro, central Cuba: Evidence for the Chicxulub impact. *Geology*, 33, 4.
- Ana R. Soria, C. L. L., Maria Pilar Mata, Jose A. Arz, Laila Alegret, Ignacio Arenillas, Alfonso Meléndez. (2001, Marzo de 2001). Slumping and sandbar deposits at the Cretaceous-Tertiary boundary in the El Tecolote section (northeastern Mexico): An impact-induced gravity flow. *Geology*, 29, 4.
- Bruce F. Bohor, R. S. (1990). Cuban K/T catastrophe. *Nature*, 344.
- Caballero., E. C. C. y. F. Q. (2003). Posible Origen Catastrófico de las Secuencias Asociadas al Limite K/T en Cuba Oriental *Minería y Geología*, 6.
- Carreño, A. L., Caballero, F. Q., & Cabrera, E. S. C. (2004). Límites K /T y Eoceno Inferior-Eoceno Medio: Catastrofismo y evolución gradual en el Caribe. In I. S. M. M. D. A. N. Jiménez" (Ed.), (Ediciones Universitarias Moa, 2004 ed.).
- Consuegra, R. R., Vinent, M. A. I., Otero, C. D., Delgado, D. G., Evia, A. M., & Soria, A. R. (2005). *Significación paleogeográfica de la brecha basal del límite K/T en Loma Dos Hermanas (Loma Capiro) en Santa Clara, provincia de Villa Clara, Cuba central*. Paper presented at the VI Congreso de Geología, La Habana, Cuba.
- Consuelo Díaz Otero, M. I.-V. y. D. G. D. (2001, 19-23 de marzo de 2001). *EVIDENCIAS DEL "COCTEL" PA LEONTOLÓGICO DEL LÍMITE CRETÁCICO-TERCIARIO EN CUBA OCCIDENTAL*. Paper presented at the Taller internacional sobre eventos en el límite K/T, La Habana.
- Dora E. García Delgado, R. D. D., Consuelo Díaz Otero, Rafaela Pérez. (2001, 19-23 de marzo de 2001). *EL LÍMITE CRETACICO-TERCIARIO EN LA REGION DE BABINEY, PROVINCIA GRANMA, CUBA*. Paper presented at the Taller internacional sobre eventos en el límite K/T, La Habana.
- E. Molina, J. I. A., J.A. Arz, C. Díaz, D. García, A. Meléndez y R. Rojas. (2002). Micropalantología, Cronoestratigrafía y Sedimentología del límite Cretácico/Terciario en el NO de Cuba. . *Geogaceta*, 32, 13.
- González, S. G. (2003). Formaciones del Maastrichtiano Superior en Cuba occidental y central. composición bioclástica y litofacies.
- James, N. P., & Dalrymple, R. W. (2010). *Facies Models* (N. P. J. a. R. W. Dalrymple Ed. 4 ed.). Canada: Geological Association of Canada.
- Moreno, J. B. (1999). *Estratigrafía y paleogeografía de las cuencas superpuestas de Cuba centro oriental* (Doctor Tesis Doctoral), Instituto Superior Minero Metalúrgico "Dr. Antonio Núñez Jiménez, Moa.
- Nishimura, G., J. M., G. M. M., Domínguez, C. R., Santana, J. C. B., Martínez, L. G. V., Hernández, J. G., . . . Arenillas, I. (2009). The Cretaceous–Paleogene

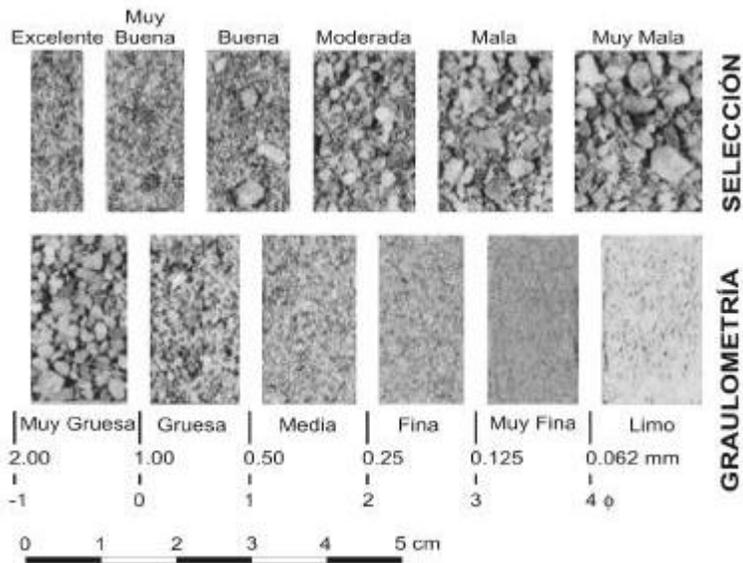
Boundary Chicxulub Impact: Its Effect on Carbonate Sedimentation on the Western Margin of the Yucatan Platform and Nearby Areas. *AAPG*, 90, 21.

Pérez, J. F., Bustamante, S. B., & Estrada, L. P. (2007, 20-23 de marzo de 2007). *ACERCA DEL LÍMITE CRETÁCICO-TERCIARIO (K/T) EN POZOS DE LA FRANJA NORTE CUBANA DE CRUDOS PESADOS*. Paper presented at the VII CONGRESO DE GEOLOGÍA (GEOLOGIA '2007) La habana.

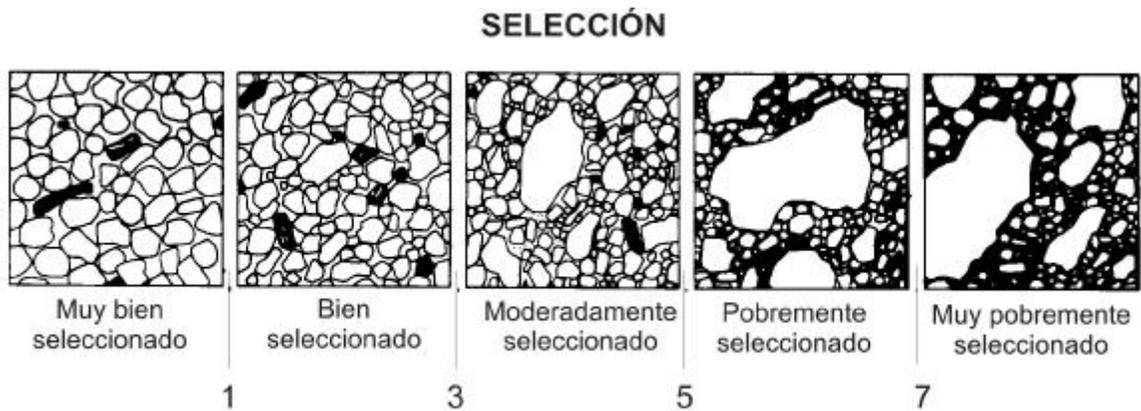
Ryuji Tada, M. A. I.-V., Takafumi Mautsui, Eiichi Tajika, Tatsuo Oji, Kazuhisa Goto, Yoichiro Nakano, Hideo Tacayama, Shinji Yamamoto, Shoichi Kiyokawa, Kazuhiro Toyoda, Dora García-Delgado, Consuelo Díaz-Otero y Reinaldo Rojas-Consuegra. (2003). K/T Boundary Deposits in the Paleo-western Caribbean Basin. *AAPG*, 22.

Vinent, M. I., Otero, C. D., Vega, A. R., & Diaz, R. (2006). Tectonic implications of paleontologic dating of Cretaceous-Danian sections of Eastern Cuba. *Geologica Acta*, 4, 14.

ANEXOS



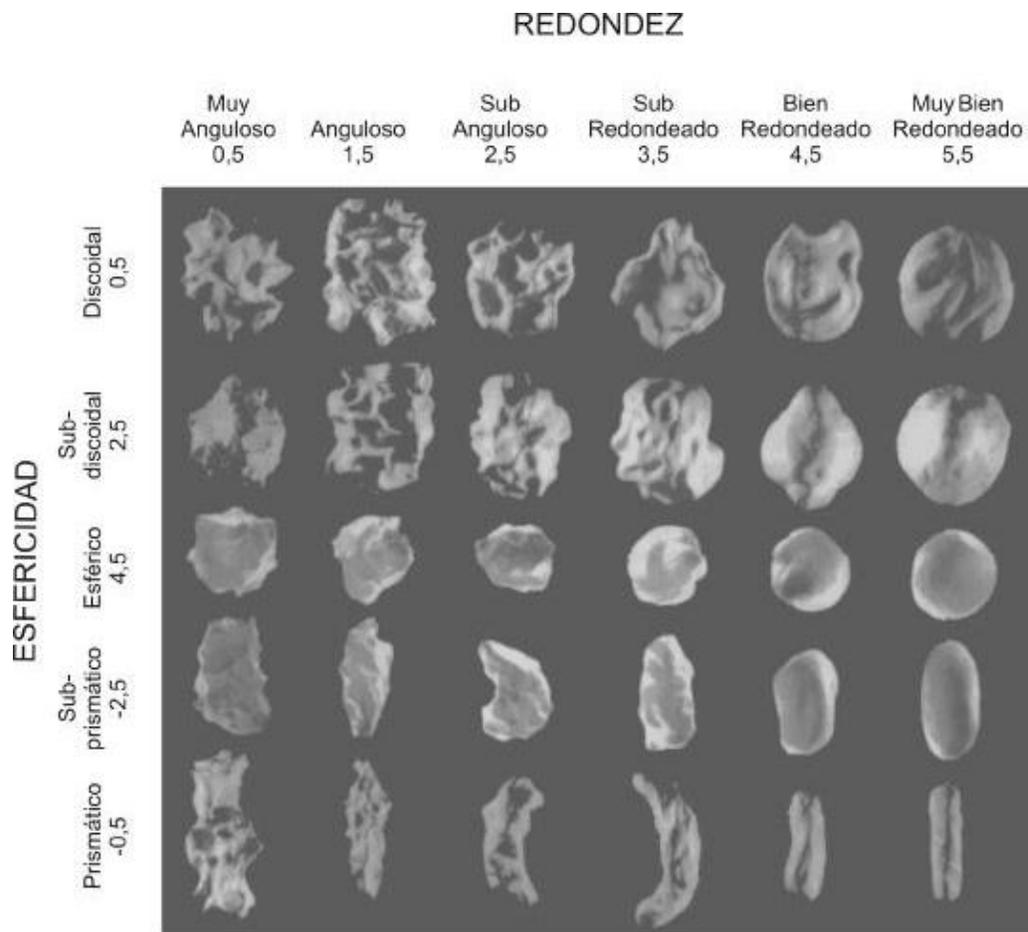
Anexo 1: escala y clasificación granulométrica de Udden Wentworth.



Anexo 2: selección de materiales clásticos vistos a lupa (Compton, 1962).

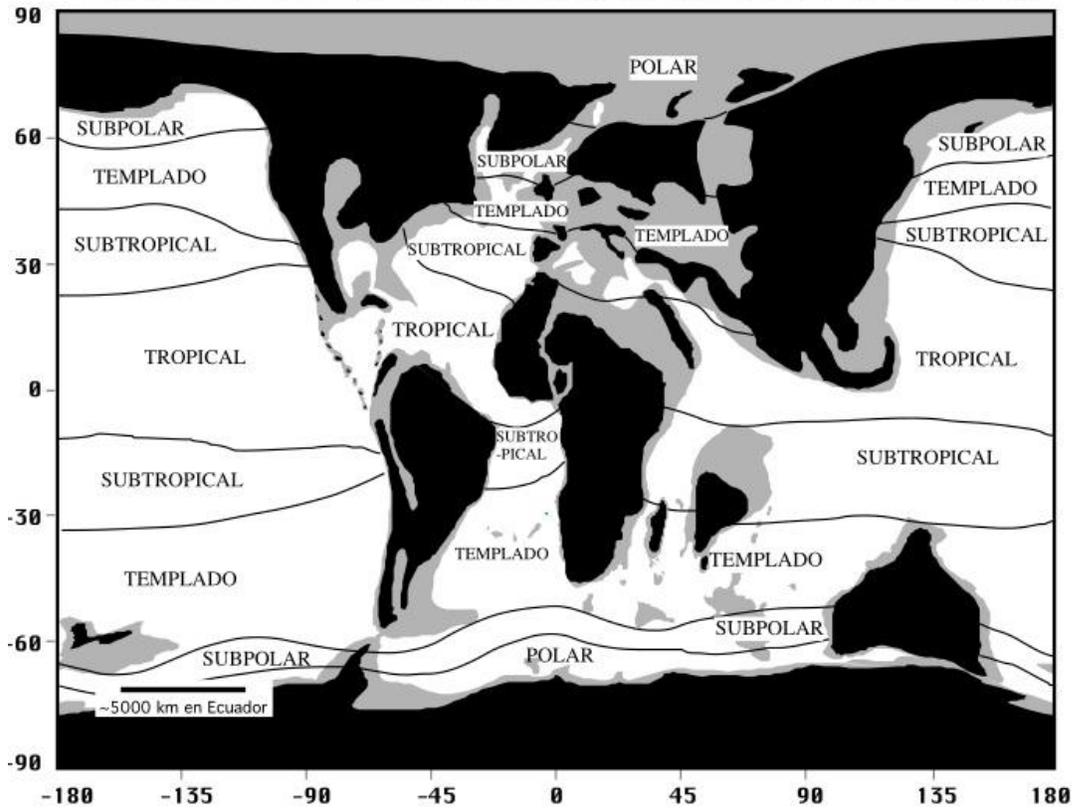
madurez textural			
Inmaduro	submaduro	maduro	super maduro
abundante matriz	matriz escasa o ausente		
clastos poco seleccionados		clastos bien seleccionados	
clastos angulosos a subredondeados			clastos redondeados
baja	discreta	alta	muy alta
disipación total de la energía			

Anexo 3: madurez textural (Folk, 1951).



Anexo 4: cartilla para determinar redondez y esfericidad de los clastos por comparación visual (Powers, 1982).

CRETÁCICO SUPERIOR (MAASTRICHTIENSE)



TROPICAL-SUBTROPICAL		TEMPLADO	POLAR-SUBPOLAR
<i>Heterohelix globulosa</i> <i>Heterohelix labellosa</i> <i>Heterohelix navarroensis</i> <i>Pseudotextularia nuttalli</i> <i>Racemiguembelina powelli</i> <i>Pseudoguembelina kempensis</i> <i>Pseudoguembelina costulata</i> <i>Globigerinelloides prairiehillensis</i> <i>Globigerinelloides volutus</i> <i>Globigerinelloides yaucoensis</i> <i>Globotruncanella petaloidea</i> <i>Hedbergella monmouthensis</i> <i>Hedbergella holmdelensis</i>	<i>Rugoglobigerina hexacamerata</i> <i>Rugoglobigerina rugosa</i> <i>Rugoglobigerina scotti</i> <i>Globotruncana arca</i> <i>Globotruncana mariei</i> <i>Globotruncana stuarti</i> <i>Globotruncanita stuartiformis</i> <i>Globotruncanita fareedi</i> <i>Contusotruncana contusa</i>	<i>Heterohelix globulosa</i> <i>Heterohelix glabrans</i> <i>Heterohelix planata</i> <i>Heterohelix punctulata</i> <i>Pseudotextularia nuttalli</i> <i>Pseudoguembelina costulata</i> <i>Globigerinelloides prairiehillensis</i> <i>Globigerinelloides subcarinatus</i> <i>Hedbergella holmdelensis</i> <i>Rugoglobigerina rugosa</i> <i>Globotruncanella petaloidea</i> <i>Globotruncana arca</i> <i>Globotruncana mariei</i>	<i>Heterohelix globulosa</i> <i>Guembelitria cretacea</i> <i>Hedbergella holmdelensis</i> <i>Globigerinelloides yaucoensis</i> <i>Archaeoglobigerina cretacea</i>

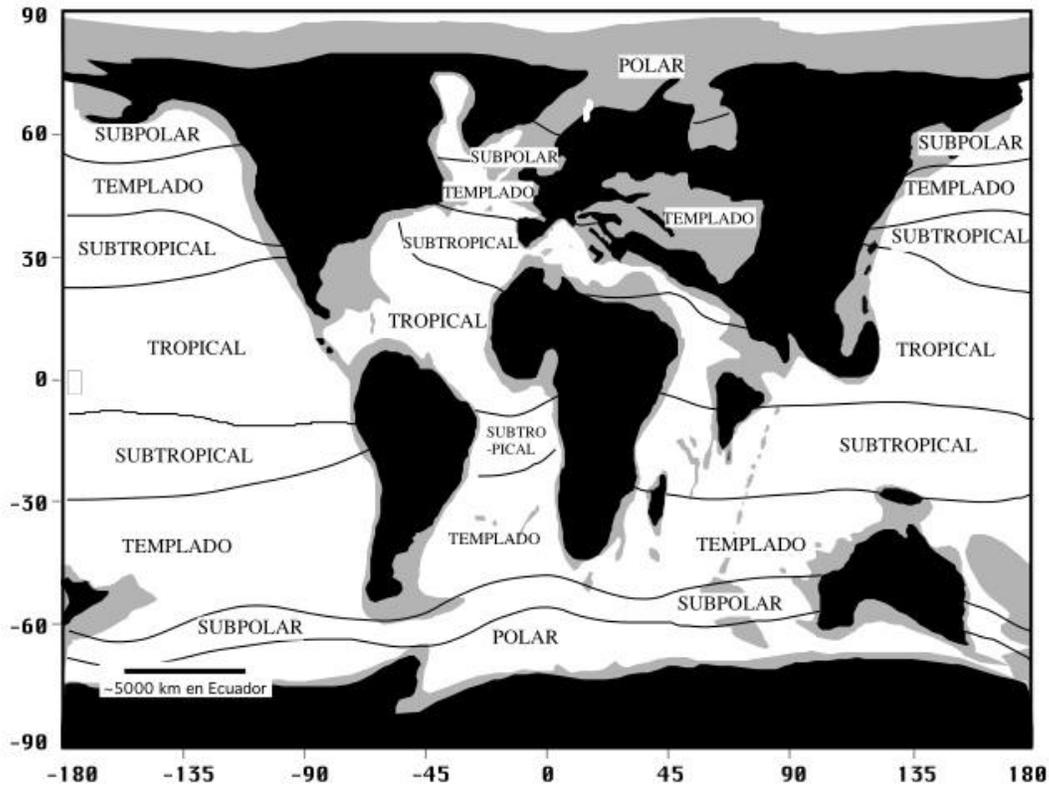
Anexo 5: Paleogeografía aproximada y especies de foraminíferos planctónicos más abundantes en latitudes tropicales-subtropicales, templadas y polares-subpolares del Maastrichtiense.

CRETÁCICO SUPERIOR (MAASTRICHIENSE)	TROPICAL-SUBTROPICAL	TEMPLADO	SUBPOLAR-POLAR
Guembelitra cretacea Cushman			
Guembelitra trifolia (Morozova)			
Heterohelix planata (Cushman)			
Heterohelix globulosa (Eremberg)			
Heterohelix pulchra (Brotzen)			
Heterohelix punctulata (Cushman)			
Heterohelix glabrans (Cushman)			
Heterohelix labellosa Nederbragt			
Heterohelix navarroensis (Loeblich)			
Heterohelix postsemicostata (Vasilenko)			
Pseudotextularia nuttalli (Voorwijk)			
Pseudotextularia elegans (Rzehak)			
Pseudotextularia intermedia De Klasz			
Gublerina acuta De Klasz			
Gublerina cuvillieri Kikoine			
Pseudoguembelina kempensis Esker			
Pseudoguembelina costulata (Cushman)			
Pseudoguembelina excolata (Cushman)			
Pseudoguembelina palpebra Brönnimann y Brown			
Pseudoguembelina costellifera Masters			
Pseudoguembelina hariaensis Nederbragt			
Planoglobulina acervulinoides (Egger)			
Planoglobulina carseyae (Plummer)			
Planoglobulina multicamerata (de Klasz)			
Racemiguembelina fructicosa (Egger)			
Racemiguembelina powelli Smith y Pessagno			
Globigerinelloides yaucensis (Pessagno)			
Globigerinelloides rosebudensis (White)			
Globigerinelloides praerichillensis Pessagno			
Globigerinelloides volutus (White)			
Globigerinelloides subcarinatus (Brönnimann)			
Hedbergella monmouthensis (Olsson)			
Hedbergella holmdelensis Olsson			
Globotruncanella havanensis (Voorwijk)			
Globotruncanella petaloidea (Gandolfi)			
Globotruncanella caravacaensis Smit			
Globotruncanella pschadae (Keller)			
Globotruncanella minuta Caron y González Donoso			
Archaeoglobigerina cretacea (d'Orbigny)			
Archaeoglobigerina blowi Pessagno			
Schackoia multispinata (Cushman y Wickenden)			
Plummerita hantkeninoides (Brönnimann)			
Rugoglobigerina reicheli Brönnimann			
Rugoglobigerina rugosa (Plummer)			
Rugoglobigerina hexacamerata Brönnimann			
Rugoglobigerina rotundata Brönnimann			
Rugoglobigerina pennyi Brönnimann			
Rugoglobigerina milamensis Smith y Pessagno			
Rugoglobigerina macrocephala Brönnimann			
Rugoglobigerina scotti (Brönnimann)			
Globotruncana arca (Cushman)			
Globotruncana aegyptiaca Nakkady			
Globotruncana rosetta (Carsey)			
Globotruncana ventricosa White			
Globotruncana falsostuarti Sigal			
Globotruncana mariei Banner y Blow			
Globotruncanita stuarti (de Lapparent)			
Globotruncanita stuartiformis (Dalbiez)			
Globotruncanita conica (White)			
Globotruncanita angulata (Tiley)			
Globotruncanita insignis (Gandolfi)			
Globotruncanita fareedi (El-Naggar)			
Globotruncanita falsocalcarata (Kerdany y Abdelsalam)			
Contusotruncana contusa (Cushman)			
Contusotruncana patelliformis (Gandolfi)			
Contusotruncana plicata (White)			
Contusotruncana walfischensis (Todd)			
Gansserina gansseri (Bolli)			
Gansserina wiedenmayeri (Gandolfi)			
Abathomphalus mayaroensis (Bolli)			
Abathomphalus intermedius (Bolli)			

— Abundante — Presente

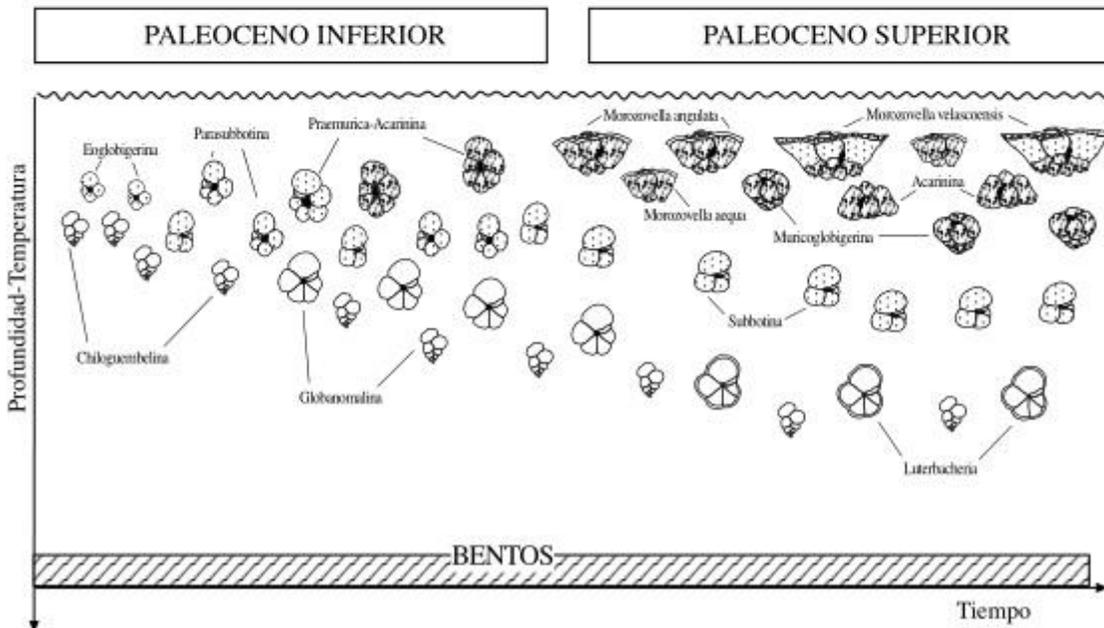
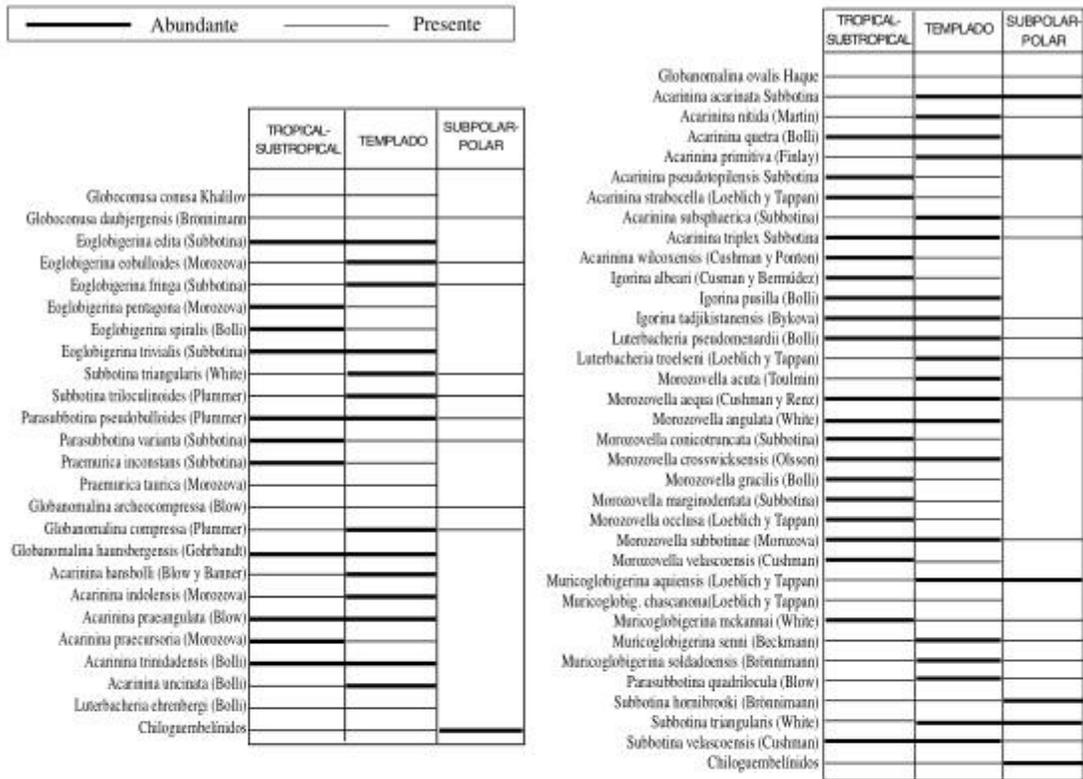
Anexo 6: Esquema general de la distribución latitudinal de las especies de foraminíferos planctónicos más importantes del Maastrichtiense.

PALEOCENO



TROPICAL-SUBTROPICAL	TEMPLADO	POLAR-SUBPOLAR	TROPICAL-SUBTROPICAL	TEMPLADO	POLAR-SUBPOLAR
<i>Eoglobigerina edita</i> <i>Eoglobig. pentagona</i> <i>Eoglobigerina spiralis</i> <i>Eoglobigerina trivialis</i> <i>Parasub. pseudobulloides</i> <i>Parasubbotina varianta</i> <i>Praemurica inconstans</i> <i>Globan. haunsbergensis</i> <i>Acarinina praeangulata</i> <i>Acarinina praecursoria</i> <i>Acarinina trinidadensis</i> <i>Acarinina uncinata</i>	<i>Eoglobigerina edita</i> <i>Eoglobig. eobulloides</i> <i>Eoglobigerina fringa</i> <i>Eoglobigerina trivialis</i> <i>Subbotina triangularis</i> <i>Subbot. triloculinoideis</i> <i>Parasub. pseudobulloides</i> <i>Parasubbotina varianta</i> <i>Praemurica inconstans</i> <i>Globan. compressa</i> <i>Globan. haunsbergensis</i> <i>Acarinina hansbolli</i> <i>Acarinina indolensis</i> <i>Acarinina trinidadensis</i>	<i>Chilouembelinoides</i> <i>Eoglobig. eobulloides</i> <i>Eoglobigerina fringa</i> <i>Subbotina triangularis</i> <i>Parasubbotina varianta</i> <i>Glob. archeocompressa</i> <i>Globan. compressa</i>	<i>Morozov. velascoensis</i> <i>Morozovella oclusa</i> <i>Morozovella aequa</i> <i>Morozovella angulata</i> <i>Morozov. conicotruncata</i> <i>Moroz. marginodentata</i> <i>Acarinina wilcoxensis</i> <i>Acarin. pseudotopilensis</i> <i>Acarinina strabocella</i> <i>Igorina albeari</i> <i>Subbotina velascoensis</i>	<i>Morozovella acuta</i> <i>Morozovella angulata</i> <i>Morozovella aequa</i> <i>Morozov. crosswicksensis</i> <i>Morozovella subbotinae</i> <i>Acarinina primitiva</i> <i>Acarinina nitida</i> <i>Acarinina subsphaerica</i> <i>Acarinina triplex</i> <i>Igorina pusilla</i> <i>Muricoglobig. aquiensis</i> <i>Muricoglobig. senni</i> <i>Muricoglob. soldadoensis</i> <i>Subbotina triangularis</i>	<i>Acarinina acarinata</i> <i>Acarinina primitiva</i> <i>Subbotina hornibrooki</i> <i>Subbotina triangularis</i> <i>Chilouembelinoides</i>
PALEOCENO INFERIOR			PALEOCENO SUPERIOR		

Anexo 7: Paleogeografía aproximada y especies de foraminíferos planctónicos más abundantes en latitudes tropicales-subtropicales, templadas y polares-subpolares del Paleoceno.



Anexo 8: Esquema general de la distribución latitudinal y paleobatimétrica de las especies de foraminíferos planctónicos más importantes del Paleoceno.

