



ISM MM

INSTITUTO SUPERIOR MINERO
METALURGICO DE MOA
DR. ANTONIO NUÑEZ JIMENEZ

Facultad: Geología y Minería
Departamento de Geología

Trabajo de Diploma

En opción al Título de
Ingeniero Geólogo

Título: “Micropaleontología del Tránsito Cretácico Superior/Paleógeno Inferior en la Formación Mícara, sección La Alcarraza”.

Autor: Eduardo Chávez Alvarez

Tutor: Msc. Pedro Luis Polanco Almaguer

Moa 2 de julio del 2016
“Año 58 de la Revolución”



**Sobre la tierra y la fuerza de la naturaleza no hay más que un poder definitivo:
La prevención humana.**

José Martí

DEDICATORIA

Con todo el cariño de mi corazón dedico mi tesis a mis padres queridos, especialmente a mi mamá por apoyarme en todo momento y valorar mis decisiones; por confiar en mis conocimientos y darme fuerzas para seguir adelante. A todas esas personas que me quieren y han velado cada día por que sea mejor persona y logre ser un profesional acorde a nuestro tiempo.

AGRADECIMIENTOS

Especial agradecimiento a mi tutor Pedro Luis Polanco Almaguer por el tiempo dedicado, por su ayuda y comprensión. A mi queridísima madre por el apoyo desmedido e incondicional a lo largo de mi vida, por lograr con su amor que hoy pudiera llegar a la meta. A todos los profesores del ISMMM por el esfuerzo realizado para formarme como un verdadero profesional. A mis compañeros de cuarto: David, Chino, Goris, Javier y Carlos por apoyarme en todo momento. A mis compañeros de aula especialmente a Daylén por su inmenso apoyo. En fin, a todas las personas que me han acompañado a lo largo de estos cinco largos años y han ayudado a ser de mí una mejor persona.

RESUMEN

En el Caribe, el límite Cretácico/Paleógeno, viene marcado por cambios bruscos de la flora y la fauna que se manifiestan por la extinción del 50 hasta el 90 % de la diversidad de las especies. Los foraminíferos planctónicos sufrieron importantes extinciones en masa y muestran baja diversidad y abundancia a comienzos del Paleoceno. Por lo que son utilizados para la identificación del límite K/Pg en muchas regiones del mundo. De aquí Surge la presente investigación titulada: “Micropaleontología del Tránsito Cretácico Superior/Paleógeno Inferior en la Formación Mícará, sección La Alcarraza”, que tiene como objetivo determinar las características taxonómicas y alteraciones tafonómicas de los microfósiles del Tránsito Cretácico Superior/Paleógeno Inferior en la Formación Mícará, sección La Alcarraza. Para ello se caracterizó estructural y morfológicamente los microfósiles, se clasificaron los especímenes en grupos a diferentes niveles jerárquicos y se identificaron los procesos que intervinieron en la fosilización. Por las características morfológicas, los microfósiles estudiados se dividen en dos grupos: los que tienen testas multiseriadas, de forma triangular a subtriangular y cámaras redondeadas; y los que presentan concha trocoespiralada, con cámaras globulosas y abertura umbilical a extraumbilical. Se identificaron 12 especímenes de foraminíferos planctónicos pertenecientes a las superfamilias Globotruncanoidea y Heterohelicoidea: *Racemiguembelina fructicosa*, *Heterohelix globulosa* y *Globotruncanella petaloidea* de edad Maastrichtiano; y *Guembelitria cretacea*, única especie de foraminíferos planctónicos sobreviviente a la extinción del límite Cretácico/Paleógeno, asociada a entidades reelaboradas del Cretácico superior. Las entidades paleobiológicas fueron sometidas a procesos tafonómicos pre y pos enterramiento; tales como: necrocinesis, disolución, recristalización, reelaboración tafonómica y procesos destructivos.

ABSTRACT

In the Caribbean, the Cretaceous / Paleogene, is marked by sudden changes in the flora and fauna that are manifested by the extinction of 50 to 90% of species diversity. The planktonic foraminifera suffered major mass extinctions and show low diversity and abundance in the early Paleocene. So they are used to identify the K / Pg boundary in many regions of the world. Hence this research entitled arises: "Micropaleontology Traffic Upper Cretaceous / Paleogene Lower in Mícará Training section The Alcarraza" which aims to determine the taxonomic characteristics and taphonomic alterations of microfossils Traffic Upper Cretaceous / Paleogene Lower in Mícará training section The Alcarraza. For this structural and microfossils was characterized morphologically, specimens were classified into groups at different hierarchical levels and processes involved in the fossilization were identified. For the morphological characteristics studied microfossils are divided into two groups: those with multiseriate heads, triangular shape and rounded to subtriangular cameras; and those with trochospiral shell with globular chambers and extra-umbilical umbilical opening. 12 specimens of planktonic foraminifera belonging to Globotruncanoidea and heterohelicacea superfamilies were identified: *fruticosa* *Racemiguembelina*, *Heterohelix globulosa* and *Globotruncanella petaloid* Maastrichtian age; and *Guembelitria cretacea*, only surviving species of planktonic foraminifera extinction Cretaceous / Paleogene boundary, reworked entities associated with Late Cretaceous. The paleobiological entities were subject to pre and post processes taphonomic burial; such as: necrocinosis, dissolution, recrystallization, taphonomic reprocessing and destructive processes.

ÍNDICE

RESUMEN	V
ABSTRACT	VI
Introducción.....	1
Marco teórico conceptual.....	4
Estado del Arte	11
CAPÍTULO I: RASGOS GENERALES DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	16
1.1 Características físico-geográficas del área de estudio	16
1.1.1 Ubicación geográfica.....	16
1.1.2 Relieve	17
1.1.3 Hidrografía	18
1.1.4 Características socioeconómicas.....	19
1.2 Características geológicas y tectonoestratigráficas del área de estudio.....	20
1.2.1 Características geológicas y estratigráficas del área de estudio	20
1.2.2 Tectónica del área de estudio	22
CAPÍTULO II: METODOLOGÍA DE LA INVESTIGACIÓN	25
2.1 Etapa preliminar: recopilación y revisión de la información	25
2.1.1 Planificación de los trabajos de campo	26
2.2 Etapa secundaria: trabajo experimental y procesamiento de la información	26
2.2.1 Medios empleados durante los trabajos de campo	26
2.2.2 Muestreo	27
2.2.3 Preparación de las muestras.....	27
2.3 Etapa final: interpretación de los resultados	30
2.3.1 Biología de los foraminíferos.....	30
2.3.2 Crecimiento de la conchilla de los foraminíferos.	31

2.3.3 Forma de la concha de los foraminíferos:	32
2.3.4 Características de la pared calcárea hialina de los foraminíferos:	32
2.3.5 Formas de las cámaras en las conchas de los foraminíferos:.....	33
2.3.6 Ciclos de Reproducción de los foraminíferos.	33
2.3.7 Clasificación de los foraminíferos.....	34
2.3.8 Evolución.....	35
2.3.9 Foraminíferos plantónicos. Globigerinina	36
2.3.10 Sistemática.....	38
2.3.11 Ecología de los foraminíferos plantónicos	40
2.3.12 Foraminíferos planctónicos del tránsito Cretácico-Paleógeno	40
2.3.13 Tafonomía y fosilización	45
CAPÍTULO III: MICROPALAEONTOLOGIA DEL LÍMITE CRETÁCICO/PALEÓGENO EN LA FORMACION MICARA, SECCIÓN LA ALCARRAZA	47
3.1 Características estratigráficas de la sección La Alcarraza	47
3.2 Características morfoestructurales de los microfósiles y su clasificación en grupos a diferentes niveles jerárquicos.	49
3.3 Procesos que intervinieron en la fosilización	54
3.3.1 Procesos bioestratinómicos	54
3.3.2 Procesos fosildiagenéticos.....	55
3.4 Edad y paleolatitudes de los microfósiles identificados.	57
Conclusiones.....	61
Recomendaciones.....	62
Bibliografía	63
Anexos	68

Introducción

El límite Cretácico/Paleógeno, es un cronohorizonte geológico, presente como una estrecha capa en los estratos de la corteza terrestre, que data aproximadamente de hace 66 millones de años.

Durante las últimas décadas, se investigaron de forma intensiva cortes y sondeos del Cretácico Superior y Paleógeno inferior distribuidos por todo el mundo, debido a que en el límite Cretácico/Paleógeno (K/Pg) se produjo una de las mayores extinciones en masa de todo el Fanerozoico (la segunda más importante del mundo). Las hipótesis sobre la causa de las extinciones tanto en medios continentales como en medios marinos, sobre el origen de los depósitos característicos del K/Pg y sobre la evolución paleoambiental siguen siendo objeto de debate.

La mayoría de los autores aceptan la hipótesis de un impacto meteórico (Álvarez et al., 1980; Smit & Hertogen, 1980) en la península de Yucatán (Sureste de México) como la principal causa de las extinciones y de las concentraciones anómalas de iridio, cuarzos de choque y microesférulas en el límite K/Pg (Smit & Ten Kate, 1982; Hildebrand et al., 1991; Sharpton et al., 1992). Mientras en áreas lejanas al lugar de impacto se observa una capa centimétrica de arcillas con una concentración anómala de iridio, en áreas más próximas (Golfo de México, Caribe y Atlántico Noroeste) se depositó un complejo clástico que es ampliamente aceptado como resultado del impacto, que desestabilizó los márgenes continentales (Bohor, 1996; Smit et al., 1996; Bralower et al., 1998; Soria et al., 2001; Arz et al., 2004).

Como toda teoría científica, esta, contó con muchos seguidores, pero también con algunos detractores que proponían un patrón de extinción gradual. Esta controversia la desencadenó en 1990 la científica Gerta Keller basada fundamentalmente en que las pruebas aportadas por investigadores que apoyaban el patrón catastrofista podían presentar problemas en la continuidad del registro estratigráfico, en la intensidad del muestreo, la cantidad de muestra y el efecto Signor – Lipps (Molina, 2002). En medio de esta disyuntiva se realizó un test ciego

a cuatro reconocidos especialistas (Canudo, Master, Olsson y Orue Etxebarria), los cuales estudiaron las mismas muestras del estratotipo del límite K/Pg del Kef (Túnez). Los resultados se publicaron en 1997, el patrón resultó ser el catastrófico (Arz et al, 2000). A pesar de esto la controversia trascendió hasta la actualidad y hoy en día se debate sobre este tema en congresos internacionales.

El impacto de un cuerpo extraterrestre en coincidencia con el límite K/Pg generó una serie de drásticos cambios biológicos, oceánicos y climáticos (Hsü et al., 1982; Hsü & McKenzie, 1985; Smit & Romein, 1985; d'Hondt, 2005) que se interpretaron como causantes de las extinciones.

No se conoce la duración exacta de este evento. Cerca del 75 % de los géneros biológicos desaparecieron, entre ellos la mayoría de los dinosaurios, los reptiles voladores (pterosaurios), la mayor parte de reptiles acuáticos (plesiosaurios, pliosaurios e ictiosaurios) y los ammonites.

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 3000 km desde Alabama hasta Guatemala, Haití, Cuba Occidental en una capa de arena gruesa de un espesor de 2 o 3 metros con gotitas de vidrio y minerales chocados. En Cuba Oriental existen secuencias flyshoides y olistostrómicas correlacionales 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.

Los foraminíferos planctónicos sufrieron importantes extinciones en masa (ej., Smit, 1990; Gardin & Monechi, 1998; Molina et al., 1998; Hollis, 2003) y muestran baja diversidad y abundancia a comienzos del Paleoceno. Por lo que son utilizados para la identificación del límite K/Pg en muchas regiones del mundo. De aquí Surge la presente investigación que titulada: “Micropaleontología del Tránsito Cretácico Superior/Paleógeno Inferior en la Formación Mícará, sección La Alcarraza”.

Problema: Necesidad de caracterizar taxonómica y tafonómicamente los microfósiles del Tránsito Cretácico Superior/Paleógeno Inferior en la Formación Mícará, sección La Alcarraza, que permita identificarlos para comprobar edad y determinar paleoambiente.

Objeto de Estudio: Microfósiles característicos del Tránsito Cretácico Superior/Paleógeno Inferior en la Formación Mícará, sección La Alcarraza.

Objetivo General: Determinar las características taxonómicas y alteraciones tafonómicas de los microfósiles del Tránsito Cretácico Superior/Paleógeno Inferior en la Formación Mícará, sección La Alcarraza.

Hipótesis: Si se determinan las características taxonómicas y alteraciones tafonómicas de los microfósiles del Tránsito Cretácico Superior/Paleógeno Inferior en la Formación Mícará, sección La Alcarraza; entonces se podrá comprobar la edad de la misma y las condiciones ambientales en el momento de su deposición.

Objetivos específicos:

1. Caracterizar estructural y morfológicamente los microfósiles.
2. Clasificar los especímenes de microfósiles en grupos a diferentes niveles jerárquicos.
3. Identificar los procesos que intervinieron en la fosilización.

Campo de Acción: Características taxonómicas y tafonómicas de los microfósiles del Tránsito Cretácico Superior/Paleógeno Inferior en la Formación Mícará, sección La Alcarraza.

Marco teórico conceptual

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. Dentro de la fauna marina afectada por estas extinciones podemos encontrar a los foraminíferos planctónicos que son utilizados a nivel mundial para identificar este límite.

Micropaleontología

La Micropaleontología es una disciplina de la Paleontología que se encarga del estudio de los restos biológicos de tamaño pequeño, pertenecientes a organismos unicelulares o pluricelulares (en este último caso, corresponden a una parte de tales organismos).

Se diferencia de la Macropaleontología por el tipo de muestreo (se recolectan muestras de rocas en lugar de especímenes; el tamaño de la muestra puede ser pequeño), por el procesamiento del material (se disgrega, lava con diferentes compuestos químicos, y tamiza y/o filtra, dependiendo de lo que se quiere estudiar) y por su metodología de estudio (lupa y en especial microscopio; cortes transparentes).

Otra diferencia con la Macropaleontología radica en que la roca que es recolectada por microfósiles debe estar sin alteración (e.g. oxidación). Además, los organismos y/o estructuras que estudia la Micropaleontología suelen estar completos.

En general, el estudio de los microfósiles tiene aplicación directa en la exploración del subsuelo y como indicadores ambientales o de procesos posdeposicionales (alteración termal evidenciada por cambios de coloración en ostrácodos, conodontos y granos de polen) (Alfonso Rubilar R, 2007) (Ver Anexo 1).

Fósil

Todo resto o huella de un organismo que se conserva en las rocas sedimentarias de épocas geológicas pasadas, mediante el proceso de fosilización (de Huelbes Alonso J, 1986).

Foraminíferos

Los foraminíferos son protozoos que presentan una conchilla compuesta por una o más cámaras (uniloculares o multiloculares, respectivamente). Las cámaras están separadas por particiones transversales denominadas septos. El orificio principal por donde emerge gran parte del citoplasma del organismo se denomina abertura. Existen dos tipos de foraminíferos, los bentónicos, que son los más abundantes y los planctónicos (Alfonso Rubilar R, 2007).

Foraminíferos planctónicos

Los únicos foraminíferos planctónicos pertenecen al Suborden Globigerinina. Estos se caracterizan por presentar dos estructuras típicas: las “bullae” (singular: “bulla”) y los “tegilla” (singular: “tegillum”). En estos organismos se encuentran diferentes estructuras morfológicas que son interpretadas como “estrategias” favorables para su modo de vida planctónico: conchillas con perforaciones, aberturas primarias y suplementarias; sección aplastada; espinas largas; cámaras con forma globular; 6 envolturas gelatinosas del protoplasma (“flotadores”); protoplasma con vacuolas conteniendo gas (Alfonso Rubilar R, 2007).

Los foraminíferos planctónicos, presentes en mares tropicales, subtropicales y/o fríos, son muy útiles como fósiles guías y en interpretaciones paleoclimáticas, pues en muchos casos presentan distribuciones latitudinales restringidas. Por otra parte, algunos miembros de este grupo cambian el sentido del enrollamiento o enroscamiento de la conchilla dependiendo de la temperatura del agua. Por ejemplo, en el límite Plioceno – Pleistoceno (cuando comienzan las glaciaciones; 1,8 Ma; lo que se conoce como “Evento Olduvai”), la especie *Globorotalia menardii*

cambia el sentido del enrollamiento desde dextrógiro (clima cálido) a levógiro (clima frío) (Alfonso Rubilar R, 2007).

Los restos de conchilla de los foraminíferos planctónicos se acumulan en el fondo de los océanos (a una profundidad entre los 100 y 3000 m), constituyendo extensos depósitos de sedimento conocido como “fango de Globigerina”. (Alfonso Rubilar R, 2007).

Tafonomía

El término Tafonomía es el más utilizado para designar la disciplina paleontológica que estudia los procesos de fosilización y la formación de los yacimientos de fósiles (Fernández López S. R, 2000) (Figura 2).

Entidad paleobiológica, organismo o conjunto de organismos que vivieron en el pasado (para los organismos actuales el término equivalente es «entidad biológica») (Figura 1) (Fernández López S. R, 2000).

Entidades tafonómicas:

- **Entidad producida:** cualquier resto o señal producida por una entidad biológica o paleobiológica.
- **Entidad registrada** cualquier resto o señal de la actividad de entidades paleobiológicas conservada en el registro geológico (Fernández López S. R, 2000) (Figura 1).

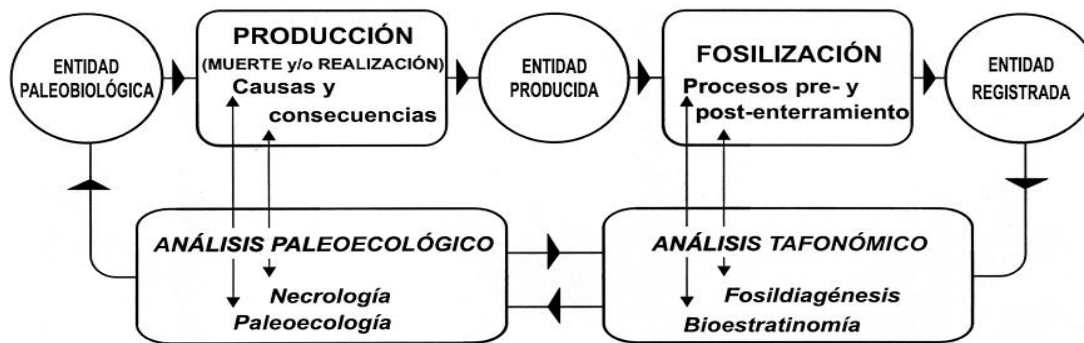


Figura 1. Diagrama de flujo que representa la relación histórica entre las entidades paleobiológicas y las entidades tafonómicas, así como la relación metodológica que permite interpretar las entidades paleobiológicas a partir de las entidades registradas.

Al morir o realizar alguna función, las entidades paleobiológicas generan entidades producidas. Las entidades registradas son el resultado de los procesos de fosilización que han experimentado las entidades tafonómicas. Las entidades producidas son entidades tafonómicas que se encuentran en el estado inicial del proceso de fosilización. La interpretación de los fósiles, mediante análisis tafonómico-paleoecológicos, permite conocer dichas entidades paleobiológicas. La interpretación de los procesos de producción biogénica requiere de razonamientos paleontológicos (no sólo tafonómicos, sino tafonómico-paleobiológicos) de mayor complejidad que los utilizados en las interpretaciones tafonómicas previas a cualquier investigación paleobiológica (tomado de Fernández López S. R, 200).

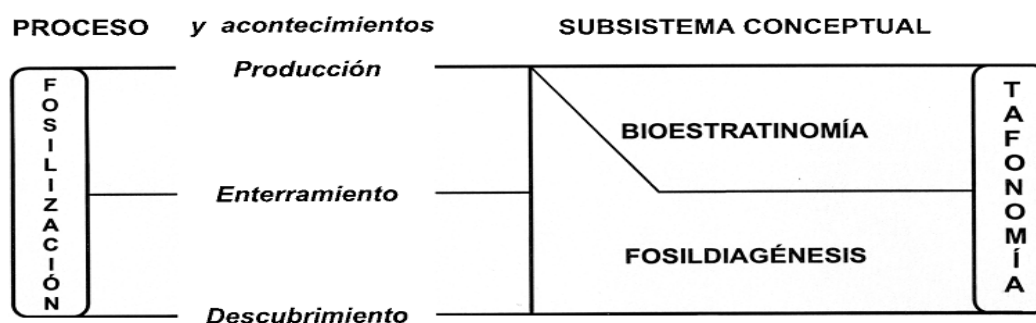


Figura 2. Esquema de los diferentes subsistemas conceptuales de la Paleontología que se refieren a los procesos de fosilización.

En general, los datos bioestratigráficos y los fosildiagenéticos conocidos de una entidad registrada concreta constituyen los conocimientos tafonómicos obtenidos de dicha entidad, pero pueden existir entidades registradas que no han estado sometidas a procesos bioestratigráficos (tomado de Fernández López S. R, 2000).

Mecanismos de alteración tafonómica

- Biodegradación (biodegradation)
 - ✓ Descomposición aerobia / anaerobia (aerobic / anaerobic decay)
 - ✓ Momificación (mummification)
- Carbonificación (carbonification)
 - ✓ Alteración térmica (thermic alteration)
- Encostramiento (immuration, encrustation)
 - ✓ Encostramiento (bioimmuration, lithoimmuration)
 - ✓ Inclusión (inclusion)
- Relleno sedimentario (sedimentary infilling)
 - ✓ Pseudomorfolosis sedimentaria (sedimentary pseudomorphism)
- Mineralización (mineralization)
 - ✓ Cementación (cementation)
 - Permineralización (permineralization)
 - Concreción (formation of concretions)
 - Cementación de cavidades (cementation of cavities)
 - ✓ Neomorfismo (neomorphism)
 - Recristalización (recrystallization)
 - Inversión (inversion)
 - ✓ Reemplazamiento (replacement)
- Abrasión (abrasion)
- Bioerosión (bioerosion)
- Disolución (dissolution)
- Distorsión tafonómica (taphonomic distortion)
 - ✓ Distorsión biogénica (biogenical distortion)
 - ✓ Distorsión mecánica (mechanical distortion)

- Necrocinesis y desplazamientos fosildiagenéticos (necrokynesis and fossildiagenetic displacements)
 - ✓ Reorientación (reorientation)
 - ✓ Desarticulación (disarticulation)
 - ✓ Dispersión (dispersal)
 - ✓ Reagrupamiento (taphonomic clustering, regrouping)
 - ✓ Remoción (removal)
 - Acumulación (accumulation)
 - Resedimentación (resedimentation)
 - Reelaboración (reelaboration)

(Tomado de Fernández López S. R, 2000).

Taxonomía

La Taxonomía es la ciencia de ordenar, clasificar y nombrar organismos. A pesar que clasificar es una actividad humana que comenzó con nuestros antepasados más primitivos, todavía hoy existe incertidumbre y discrepancia acerca de la naturaleza de la clasificación biológica. La razón es que detrás de toda clasificación hay inevitablemente una filosofía, pues, como hemos visto, se pretende no solo catalogar, sino sobre todo buscar conocimiento. Tradicionalmente, unido al término taxonomía se encuentra el de Sistemática, definible como la ciencia las agrupaciones de los seres vivos. Existe un orden entre los seres vivos que los taxónomos intentan reflejar en sus clasificaciones. Darwin, al postular la evolución de las especies por medio de la selección natural, mostró que se orden se encuentra en la filogenia, en el hecho que todos los seres vivos están emparentados. La sistemática biológica trata de la ordenación, descripción y clasificación de los organismos, organizándolos en sistemas, o conjuntos interrelacionados de clases basados en relaciones evolutivas (E, Molina, ed., 2004).

Para establecer orden en la enorme biodiversidad, el taxónomo procede en dos etapas. La primera consiste en discriminar las especies, una tarea denominada

microtaxonomía. La segunda consiste en la clasificación de dichas especies en grupos relacionados y se denomina macrotaxonomía (E, Molina, ed., 2004).

La clasificación tiene como finalidad definir grupos en función de los caracteres tafonómicos de las especies, siendo un carácter taxonómico cualquier atributo de una especie por la cual pueda asemejarse o diferir de otras especies. Todos los taxónomos agrupan las especies en función de los caracteres que comparten; sin embargo, cada especie posee multitud de caracteres y el hecho es que diferentes caracteres pueden definir diferentes grupos, lo que se traduce en diferentes clasificaciones. Teóricamente los taxónomos podrían utilizar todos los caracteres de los organismos para clasificarlos, pero en la práctica el conocimiento de la mayoría de las especies actuales es muy limitado, mientras que el de los fósiles está muy restringido a los caracteres morfológicos observables en las partes conservadas (E, Molina, ed., 2004).

Debemos reconocer que cualquier sistema creado por el hombre está sometido a la influencia de su particular interpretación de la naturaleza y de los procesos naturales tal como son conocidos en aquel momento. Por esta razón aparecen tantos sistemas de clasificación (E, Molina, ed., 2004).

Estado del Arte

Investigaciones realizadas a nivel mundial

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

En 1999 J. A. Arz y colaboradores estudian los efectos tafonómicos y signor-lipps sobre la extinción en masa de foraminíferos plantónicos en el límite Cretácico/Paleógeno de Elles (Túnez). Donde plantean que el corte de Elles es uno de los cortes más expandidos del tránsito K/Pg conocidos, han identificado las Biozonas de *Plummerita hantkeninoides*, *Guembelitria cretacea*, *Parvularugoglobigerina eugubina* y *Parasubbotina pseudobulloides*; la primera Biozona se ubica en el Maastrichtiano superior y el resto son del Daniano inferior. La extinción en masa catastrófica de las especies cretácicas en la base de la Biozona de *G. cretacea*, que en el Elles representa más del 70% de las especies, debería ser el criterio fundamental para situar bioestratigráficamente el límite K/Pg debido a que es el evento microfaunístico más importante en medios marinos y coincide con las evidencias del impacto meteórico que caracterizan este límite.

En el año 2000, J. A. Arz y colaboradores, analizaron la estabilidad evolutiva de los foraminíferos plantónicos en el Maastrichtiano Superior y su extinción en el límite Cretácico/Paleógeno de Caravaca, España, donde se estableció que el patrón de extinción de foraminíferos plantónicos es en masa catastrófica, en el cual el 74% de las especies se extinguen en coincidencia con el límite K/Pg y las evidencias de impacto meteórico.

En el artículo publicado en el 2002 por J. A. Arz y E. Molina de título: “Bioestratigrafía y cronoestratigrafía con foraminíferos plantónicos del Campaniense superior y Maastrichtiano de latitudes templadas y subtropicales (España, Francia y Túnez)” se estableció una subzonación de la biozonación de Caron (1985). Se identificaron un total de 13 subbiozonas: Subbiozona de *Globotruncanita calcarata*, de *Globotruncanella havanensis*, de *Gublerina acuta*, de *Globotruncana aegyptiaca*, de

Rugoglobigerina hexacamerata, de Contusotruncana plicata, de Rugoglobigerina rotundata, de Rugoglobigerina scotti, de Planoglobulina acervulinoides, de Racemiguembelina fructicosa, de Abanthomphalus mayaroensis, de Pseudoguembelina hariaenis y de Plummerita hantkeninoides. Proponen que la base de la Subbiozona de R. scotti coincide aproximadamente con el límite Campaniano/Maastrichtiano.

En el 2005 J.I. Baceta y colaboradores en un artículo titulado: “Contribuciones del Pirineo Vasco al conocimiento de la crisis biológica del límite Cretácico/Paleógeno”, plantean que esta área contiene un registro potente y relativamente completo del límite, que incluye la arcilla rica en elementos cósmicos que fue seleccionada en el Kef (Túnez) como marcador formal del límite geocronológico. En el Pirineo Vasco, el depósito de esta capa arcillosa fue contemporáneo con un drástico descenso en la diversidad de foraminíferos plantónicos, indicando una relación directa entre el impacto del meteorito en la península de Yucatán (México) y la extinción de primer orden que afectó a este grupo de plancton calcáreo. En las sesiones de Sopelana III, Urrutxua, Bidart y Gaskue donde está mejor conservado y/o donde la sucesión de límite es más potente y completa. En los depósitos del Maastrichtiano superior se llega a reconocer un total de 63 especies de foraminíferos plantónicos; compuesta por representantes de pequeño tamaño como los géneros Heterohelix, Laeviheterohelix, Globigerinelloides y Pseudoguembelina, siendo relativamente escasos los representantes de géneros de gran tamaño tales como Globotruncana, Globotruncanita, Contusotruncana, Racemiguembelina, Pseudotextularia, Rugoglobigerina y Abathomphalus. La composición de la asociación de foraminíferos plantónicos cambia drásticamente dentro de la arcilla del límite con una desaparición brusca, aproximadamente, del 54% de las especies reconocidas en los intervalos anteriores. Paralelamente se detecta la aparición de 11 nuevas especies de foraminíferos plantónicos claramente Paleógenos, principalmente correspondientes a los géneros Civisina (Parvularugoglobigerina), Eoglobigerina, Woodringina y Globocunosa.

Investigaciones realizadas en Cuba

En 1990, cuando B. F. Bohor y R. Seitz en una correspondencia científica titulada “Cuban K/Pg 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 fue cuando comenzó el interés por estudio del límite K/Pg en Cuba.

D. E. García Delgado y colaboradores en el año 2001 plantean la existencia de una nueva localidad para el límite K/Pg en la región de Babinéy, ubicada en una cantera abandonada en el lado Oeste de la carretera Babinéy-Bayamo, provincia Granma. Elaboraron 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 Babinéy y por tanto la presencia del límite Cretácico-Paleógeno en esta región.

Este mismo año C. Días Otero y colaboradores plantean que la asociación fósil del límite K/Pg para el área del Caribe se describe como un coctel de elementos fósiles redepositados de estratos más viejos que Paleoceno. 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 y la Formación Amaro. Los foraminíferos planctónicos identificados en la formación Peñalver pertenecen a los intervalos: Albiano (*Ticinella primula*, *T. praeticinensis*, *Hedbergella rischi*), Cenomaniano (*Rotalipora cushmani*), Coniaciano-Santoniano (*Dicarinella concavata*, *Marginotruncana* ssp.), Campaniano (*Radotruncana calcarata*) y Campaniano Superior-Maastrichtiano Inferior (*Globotruncana venticosa*, *G. arca*, *G. bulloides*, *G. linneiana*, *Gansserina gansseri*, *Contusotruncana patelliformis*). La edad más joven está dada por la presencia de *Abathomphalus mayaroensis*,

Racemiguembelina fructicosa y Contusotruncana contusa. La Formación Amaro presenta Nannoconus s.l., Favreina sp. y Calpionélidos (Jurásico Superior Tithoniano-Cretácico Inferior Neocomiano), Ticinella roberti Planomalina buxtorfi y Biticinella sp (Albiano), Rotalipora cushmani (Cenomaniano), Marginotruncana spp., Globigerinelloides casseyi, Whiteinella spp. (Turoniano-Santoniano) y Globotruncana arca, G. linneiana, Contusotruncana fornicata y Ventilabrella spp. (Campaniano Superior-Maastrichtiano). Los autores no reportan taxones del Paleoceno en ninguna de las formaciones estudiadas.

En el artículo publicado en el 2002, E. Molina y colaboradores, realizaron la micropaleontología, cronoestratigrafía y sedimentología del límite Cretácico/Paleógeno en el Noroeste de Cuba. Donde plantean que las Formaciones Peñalver y Cacarájicara contienen asociaciones mezcladas de microfósiles reelaborados. Los datos de tipo sedimentológico y micropaleontológicos sugieren que estas formaciones se formaron en un intervalo de tiempo muy corto como consecuencia del impacto meteórico del límite K/Pg en la península de Yucatán.

Acerca del límite Cretácico/Paleógeno en pozos de la franja Norte de crudos pesados de Cuba, J. Fernández Pérez y colaboradores (2007), plantean que el análisis cualitativo de las muestras de los pozos estudiados arrojó que para el Maastrichtiano existe una asociación faunal con una alta diversidad donde predominan las familias Globotruncanoidea y Heterohelicidae, mientras que en el Daniano las asociaciones son muy pobres y están mal preservadas. Se reconocen 2 biozonas de foraminíferos planctónicos para el Daniano (Parasubbotina pseudobulloides y Praemurica trinidadensis), no se halló la biozona de Parvularugoglobigerina eugubina. Para el Maastrichtiano se identifica la biozona de Abathomphalus mayaroensis la cual representa la parte más alta del Maastrichtiano. Además de apreciarse las evidencias del impacto de un meteorito, se puede deducir la ocurrencia de procesos tectónicos, a partir de la cantidad de fósiles redepositados en las muestras del Daniano.

En la actualidad la mayoría de las investigaciones realizadas en la región de Moa-Sagua de Tánamo se realizaron con el objetivo de analizar las potencialidades del

macizo ofiolítico del Nordeste de Holguín para la explotación de níquel y cobalto. Mientras que las investigaciones relacionadas con el conocimiento paleontológico de la región son escasas.

E. Crespo y F. Quintas (2003), proponen un posible origen catastrófico de las secuencias asociadas al límite K/Pg en Cuba oriental, donde plantean que el impacto meteórico que originó el cráter de Chicxulub pudo generar depósitos de tsunamis en Cuba Oriental. Además el contenido fosilífero de las formaciones asociadas al límite K/Pg en Cuba Oriental revela frecuentes y bruscos cambios del ecosistema marino, propios de un evento catastrófico. Igualmente dan a conocer que el contacto Maastrichtiano - Daniano fue reportado en un corte de la carretera de Sagua de Tánamo a Guantánamo (localidad La Alcarraza). Aquí fue reconocida la biozona *Racemiguembelina fruticosa* y la zona de *Globigerina eugubina*. La biozona está caracterizada por la desaparición de *R. fruticosa* y presenta además *Globigerina fringa*, *Globorotalia inconstans*, *Guembelitria cretacea*, y un amplio grupo de globigerinas muy pequeñas.

P. L. Polanco Almaguer (2016), en su tesis de maestría realiza un estudio sedimentológico de las formaciones del límite Cretácico Superior/Paleógeno Inferior en secciones de la cuenca Sagua de Tánamo, donde obtuvo 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 caracterizó estratigráfica y sedimentológicamente dichas formaciones en el área de estudio, realizó la paleoecología basada en foraminíferos planctónicos y el análisis de facies sedimentarias. En la investigación tomó géneros y especies identificadas, por diferentes autores, en las formaciones Mícara y Gran Tierra para realizar el análisis paleolatitudinal de las mismas. En el Maastrichtiano 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 Daniano, los *Chiloguembelínidos* ocuparon todas las latitudes con mayor abundancia en la polar-subpolar.

CAPÍTULO I: RASGOS GENERALES DEL ÁREA DE ESTUDIO.

1.1 Características físico-geográficas del área de estudio

1.1.1 Ubicación geográfica

El área que ocupa la sección La Alcarraza se encuentra enmarcada en el municipio holguinero de Sagua de Tánamo. Este último limita al Norte con Frank País, al Sur con El Salvador en Guantánamo y el municipio II Frente de Santiago de Cuba, al Este con Moa y al Oeste con el municipio II Frente y el municipio Frank País, con una superficie de 702 km² de ellos 545 km² en la cuenca del río Sagua. Figura 3.

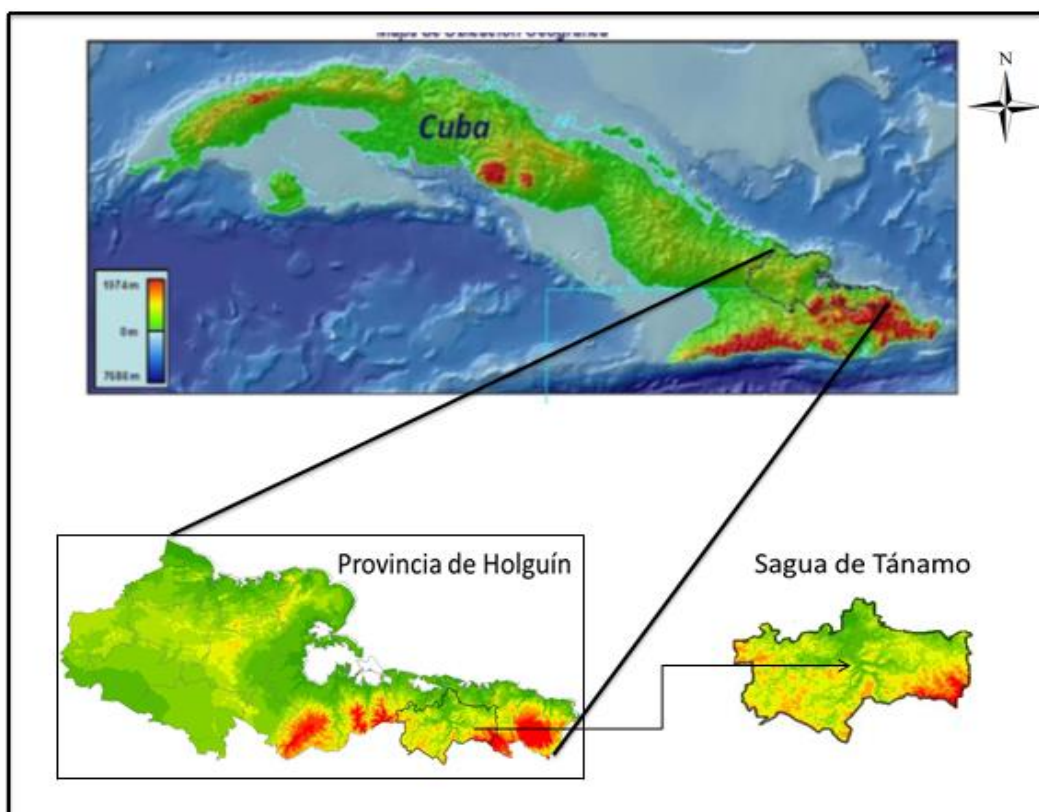


Figura 3. Esquema de ubicación geográfica del municipio Sagua de Tánamo.

La sección La Alcarraza se encuentra en la carretera que conduce al Consejo Popular Calabaza de Sagua. A unos 500m del entronque del poblado La Alcarraza.

1.1.2 Relieve

En el territorio sagüero predomina un relieve montañoso (87,5% del área total del territorio) con montañas y alturas que van decreciendo hacia el Norte donde se reducen a llanuras ligeramente onduladas hasta llegar a la costa. Estas formas del relieve pertenecen a las montañas de Sagua-Baracoa, Sierra Cristal Oriental, lomas de Sagua de Tánamo, alturas de la cuenca del río San Miguel, cerros calcáreos del Furnial. (Paisajes con topografía cársica), alturas de Santa Catalina y Sierra del Maguey.

La Sierra Cristal Oriental penetra en el municipio por el extremo noroccidental. Constituye un intrincado macizo montañoso de forma más o menos circular constituido principalmente por rocas peridotitas, serpentinitas y calizas cretácicas. Las laderas septentrionales de la Sierra Cristal llegan casi hasta la costa de la bahía de Sagua de Tánamo. Debe su nombre a la abundancia de cuarzo que existe en sus laderas. La porción más elevada de esta sierra en el municipio es la loma Piedra Montada con una altura aproximada de 600m.

Las lomas de Sagua de Tánamo ubicadas al Suroeste de la ciudad son consideradas elevaciones premontañosas que no sobrepasan a los 300m de altura. Se destacan alturas como la del Tivicial, la Gloria y Cantarrana.

Entre el río Sagua y su afluente el San Miguel se extienden las alturas de la cuenca del río San Miguel, cuyas elevaciones oscilan entre 50 y 400m. Están constituidas por serpentinitas, margas, calizas, conglomerados, areniscas, etc. En ellas se destacan las lomas de Rancho Quemado (410m), Mucaral, altos de la Alcarraza, las Calabazas que fueron escenarios de las acciones del segundo Frente Oriental Frank País en las luchas por derrocar al tirano Batista.

Por estas montañas descienden numerosos ríos afluentes del San Miguel y el Sagua. En las zonas conocidas como Canoa y Lindero se evidencian manifestaciones cársicas.

Los cerros calcáreos del Furnial se localizan entre el curso inferior del río Sagua. Constituyen lo más significativo de la topografía cársica en el municipio. Estos cerros calcáreos ofrecen un pintoresco e interesante paisaje amesetado donde el río Santa Catalina ha labrado un profundo valle marginado por abruptas laderas de 200m de altura. En sus rocas calizas casi horizontales se abren grandes bocas de cuevas como la del Furnial. Por su interior corren pequeños ríos subterráneos.

Al Sur de estos cerros, próximos a los límites con Guantánamo se localizan las alturas de Santa Catalina, que se extienden hasta el poblado de su mismo nombre en la provincia Guantánamo. Estas alturas están constituidas por calizas y lutitas cretácicas que descansan sobre un conglomerado basal.

La Sierra del Maguey se ubica al Sureste del municipio y limita al Norte con el río Castro, afluente de Sagua. Es una zona montañosa de rocas calizas e ígneas, formada por elevaciones que van aumentando en altura (hasta más de 600m) al penetrar en el municipio Moa y en la provincia Guantánamo. Es una de las zonas más intrincadas y menos conocida en Cuba.

1.1.3 Hidrografía

Las características climáticas y la disposición del relieve juegan un papel importante en las características y distribución de las aguas en el municipio. El mismo dispone de una red hidrográfica considerable que se caracterizan por su corta longitud y caudal reducidos como los demás río de Cuba. La disposición del relieve montañoso hacia el Sur y Suroeste del municipio (parteaguas) determina una sola vertiente, los ríos corren de Sur a Norte para desembocar en el Océano Atlántico.

En el transcurso del año, el volumen del agua que corre por los ríos varía. Su nivel aumenta durante el verano y el otoño como consecuencia de las lluvias, las que en ocasiones provocan inundaciones. En invierno las lluvias disminuyen y el nivel del agua desciende.

La principal red fluvial la constituye el río Sagua y sus principales afluentes (San Miguel, Santa Catalina, Castro y San Andrés) son tributarios, además pequeños

riachuelos y arroyos tales como Arroyo Romero, Caridad, Siguario, Lindero, Canoa, Yirimía, Calabazas, etc. Esta gran cantidad de afluentes y su disposición determinan que casi todo el territorio sea cubierto por sus aguas.

El río Sagua nace en la zona de confluencia de los pequeños ríos conocidos como Concepción y Bayate en la Provincia Guantánamo. Corre hacia el Norte, marcando en su recorrido unos 112 kilómetros aproximadamente. Ocupa el segundo lugar en la provincia y solo es superado por el río Mayarí. Tiene un recorrido sinuoso con charcas y corrientes, debido a la irregularidad del relieve por donde corre. En su curso inferior, a unos 10 o 12 Km de la costa corre lentamente, haciéndose navegable en esta parte inferior de su curso. Vierte sus aguas en el Océano Atlántico donde forma un pequeño estuario.

Son famosas las crecidas del río en otoño, las cuales provocan inundaciones. La mayor crecida se produjo en 1963 durante el azote del ciclón Flora, ocasionando graves daños a la agricultura y barrios bajos de la ciudad. Otras crecidas de importancia se registraron en 1977 y 1990. Otras son la crecida del 23 de noviembre de 1993 donde el 70% del territorio del municipio quedó inundado y la de septiembre de 1998 provocada por las aguas del ciclón York.

Otros ríos de menor importancia Surcan el territorio por el Norte, ellos son río Grande y Cananova.

Las aguas de los ríos se utilizan para la irrigación de los cultivos, como agua potable para el consumo doméstico y animal, así como la recreación del pueblo. En el Yirimía afluente del San Miguel se encuentra enclavada una Mini hidroeléctrica que abastece de electricidad la comunidad rural de su mismo nombre.

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 mixtos 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 del área de estudio

1.2.1 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 (Ver Anexo 2).

Estas formaciones son: Mícara (objeto de estudio), 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 4) (Polanco, 2016).

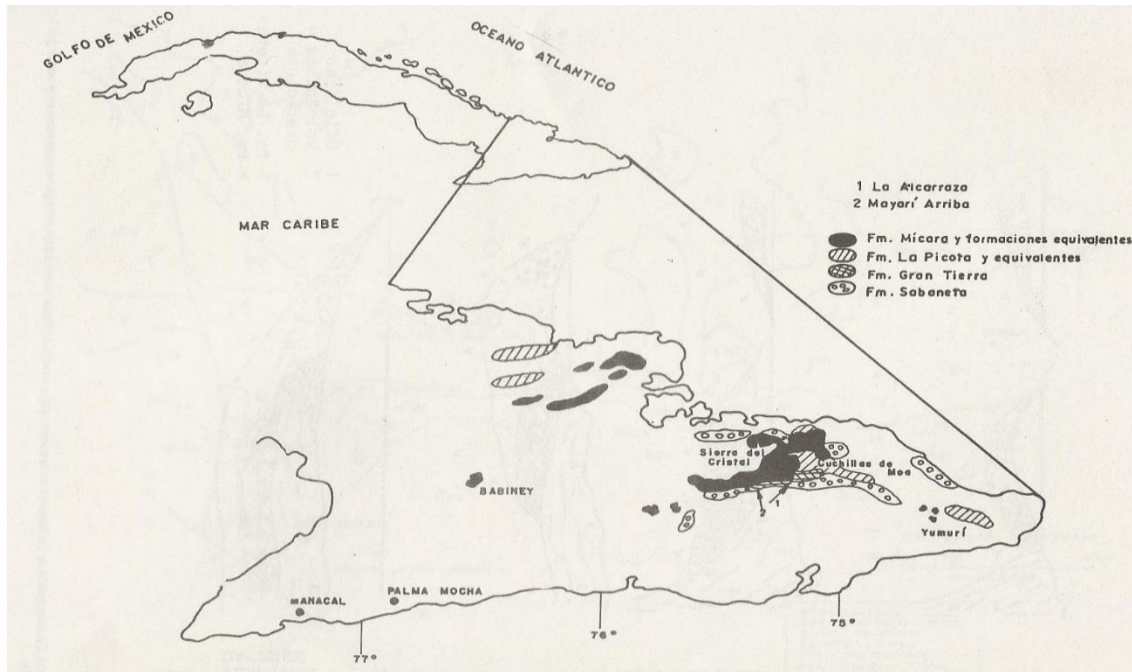


Figura 4. Afloramientos de las formaciones Mícaro, La Picota y Gran Tierra. (Crespo, 2003).

1.2.1.1 Formación Mícaro

Litología. Por su composición, esta unidad se puede dividir en tres partes: inferior, media y superior.

- Inferior: constituida por limolitas masivas, mal estratificadas; brechas; areniscas; arcillas y calizas.
- Media: secuencia olistostrómica compuesta por margas, areniscas, limolitas, gravelitas y conglomerados. Los olistolitos son de brecha y ultrabasitas serpentinizadas. La estratificación es buena.
- Superior: predominan las limolitas y subordinadamente brechas y areniscas tobáceas, en su parte más alta, con intercalaciones de tobas ácidas bentonitizadas y calizas. Presentan buena estratificación. Las areniscas, limolitas, brechas, gravelitas y conglomerados son polimícticos.

Las calizas son biodetríticas, arenosas y brechosas. Algunas veces, en la parte alta de la formación las areniscas y limolitas tienen un contenido alto de tobas vitroclásticas y cristaloclásticas y de tufitas psammíticas.

Relaciones estratigráficas. Yace discordantemente sobre la Formación La Picota y los miembros Guásimas y Perucho (Fm. Santo Domingo). Está cubierta concordantemente por la Fm. Gran Tierra y discordantemente por las formaciones Charco Redondo, Mucaral, Sabaneta y Yateras.

Correlación. Es correlacionable en parte con las formaciones Vaquería, Cocoa, Santa Clara y Fomento, de Cuba Central.

Fósiles. Foraminíferos: *Racemiguembelina fructicosa*, *Contusotruncana contusa*, *Globotruncana* spp., *Globotruncanella havanensis*, *G. petaloidea*, *Globotruncanita conica*, *Pseudotextularia elegans*, *Globigerina eugubina*, *Guembelina cretacea*; nannoplancton: *Cruciaplacolithus* cf. *C. primus*.

Edad. Cretácico Superior (Maastrichtiano Superior) - Paleoceno Inferior (Daniano Inferior).

Ambiente de sedimentación. Se depositó en un ambiente marino, en condiciones sublitorales, con fuerte inestabilidad tectónica.

Ambiente tectónico. Sustrato plegado. Unidades de naturaleza oceánica. Cuencas postvolcánicas y transportadas (piggy back) del primer ciclo.

Espesor. Oscila entre 800 m y 1000 m.

(Tomado de Léxico Estratigráfico 2013)

1.2.2 Tectónica del área de estudio

El 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 confirmados, mapeados en el campo mientras su parte noroccidental está parcialmente cubierta por sedimentos paliogénicos

enmascarados por fallas más jóvenes, las rocas dentro esa zona están muy trituradas. 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 sobrecorrimientos de la propia zona (Polanco, 2016).

La Cuenca Sagua de Tánamo está delimitada al Este por la falla Miraflores y al Sur por el bloque elevado de la Sierra del Maquey, 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 las formaciones la Picota, Gran Tierra, Mícara, Yateras, Júcaro, Sabaneta y los depósitos cuaternarios (Polanco, 2016).

Esta cuenca está afectada por fallas compresivas laramídicas y poslaramídicas de rumbo NW-SE. Al Sur del poblado Cebolla una falla de dirección NW-SE delimita la extensión territorial de las formaciones 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 (Polanco, 2016).

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 (Polanco, 2016).

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 (Polanco, 2016).

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 Noroeste. 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 (Polanco, 2016).

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 (Polanco, 2016).

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 pues son las zonas más débiles estructuralmente del macizo rocoso. (Polanco, 2016).

CAPÍTULO II: METODOLOGÍA DE LA INVESTIGACIÓN

El desarrollo de las tareas realizadas en la presente investigación contó con tres etapas principales (Figura 5), acordes con la evolución de los trabajos:

- Preliminar.
- Secundaria.
- Final

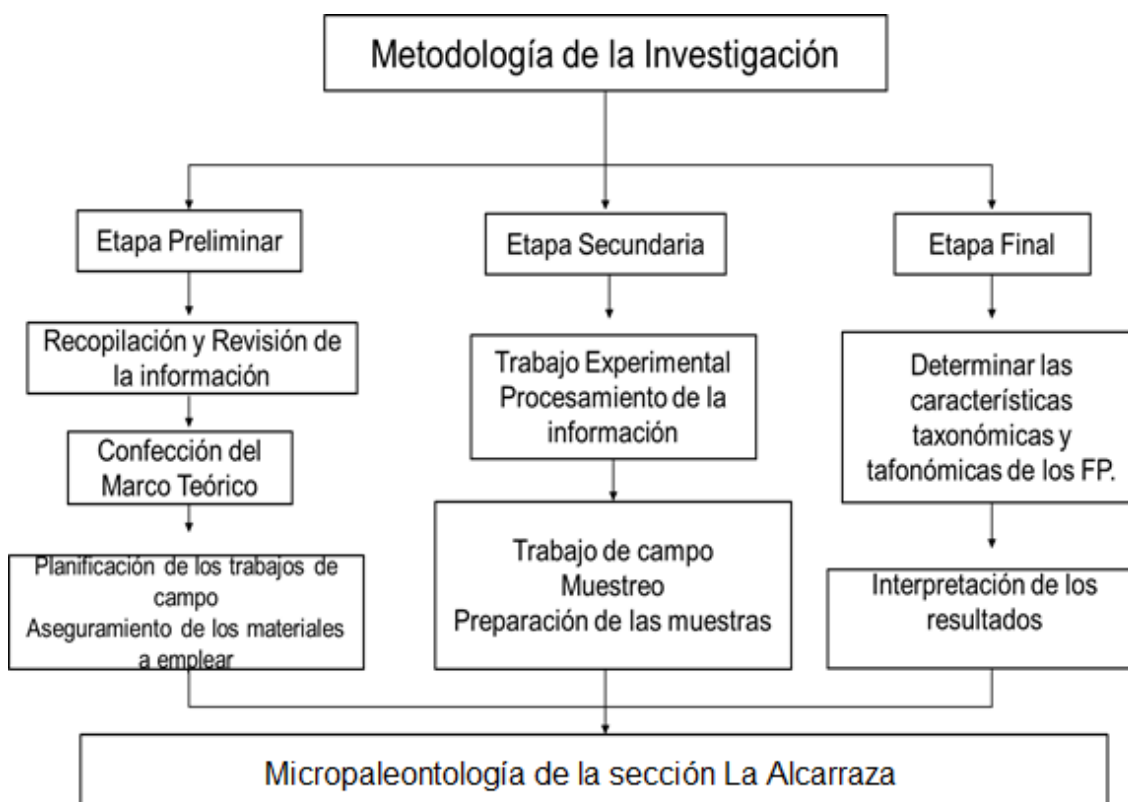


Figura 5. Etapas del desarrollo de la investigación.

2.1 Etapa preliminar: 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 efectúa una búsqueda 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 una búsqueda en Internet. Como resultado se obtuvo información referente a la descripción regional desde el punto de vista geológico, geomorfológico, topográfico, tectónico, morfotectónico, estratigráfico, etc.

Se confecciona el marco teórico, se diseña la metodología de la investigación y se elige el método a utilizar para cumplir con el objetivo general del trabajo.

2.1.1 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 estudio micropaleontológico está soportado sobre la toma de las muestras durante el trabajo de campo y su preparación para un posterior análisis en el laboratorio para la búsqueda de los microfósiles e identificación de los mismos.

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 Muestreo

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 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.

2.2.3 Preparación de las muestras

Una vez recogidas las muestras en el campo se trataron en el laboratorio para obtener de ellas los foraminíferos plantónicos que contienen. El método escogido fue el levigado, comúnmente utilizado por los micropaleontólogos para la separación de microfósiles mayores de 0.063 mm (Fig. 6).

La lámina delgada es una técnica que no suele permitir la determinación de los taxones a nivel de especie. Por esta razón, esta técnica es cada día menos utilizada debido a que los estudios micropaleontológicos requieren mayor precisión a medida que pasa el tiempo. Por el contrario, el levigado permite grandes precisiones y es actualmente la técnica más utilizada.

El levigado consiste en la disgregación de la roca mediante una solución de agua oxigenada al 10%. El agua oxigenada se añade sobre la muestra en seco y se deja reaccionar durante un tiempo. Este reactivo destruye la materia orgánica y favorece la disgregación de la roca, siendo tanto más eficiente cuanto más margosa sea la

muestra. Si la roca es muy carbonatada quizás sea conveniente utilizar otras técnicas como la lámina delgada.

No deben utilizarse reactivos que ataquen el carbonato de la concha de los foraminíferos, como es el caso del ácido clorhídrico. Si la disgregación es difícil y lenta, se puede mantener en ebullición durante algunos minutos y posteriormente se deja enfriar. Una vez disgregado el material, se lava con una torre de tamices de diferente luz de malla. Se suelen utilizar tamices de 63, 150 y 250 micras de luz de malla. El residuo que queda en los tamices se recoge en vasos individuales. Cuando el lavado no ha eliminado toda la matriz, se introduce el vaso con la muestra en una cubeta de ultrasonidos para arrancar restos de matriz de la pared de las conchas. Se deja secar en un horno convencional y se recoge en un bote convenientemente siglado (Arenillas et al, 2000).

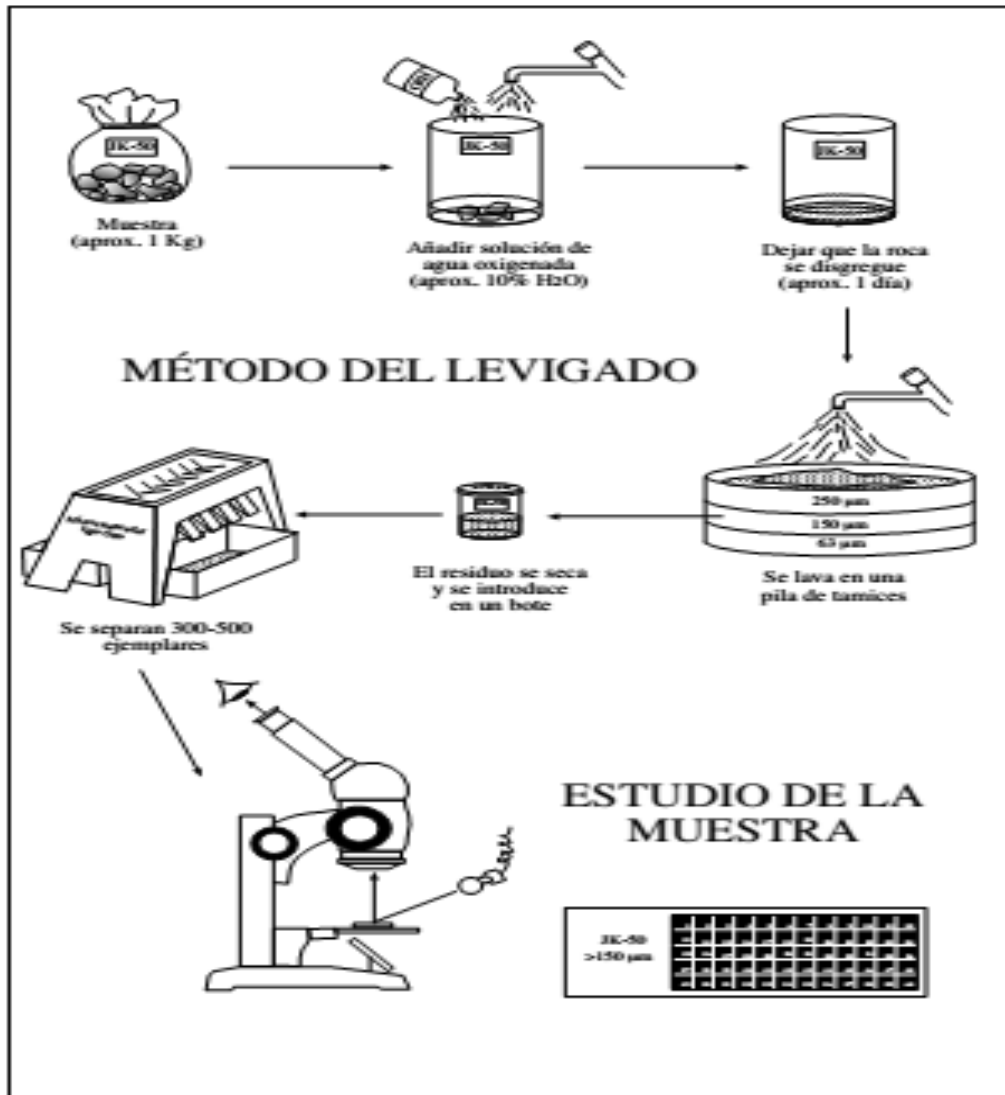


Figura 6. Esquema del proceso de levigado. (Arenillas et al, 2000).

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).

Se tomaron un total de seis muestras (MF-1, MF-2, MF-3, MF-4, MF-5, MF-6) de la Formación Mícara en la carretera que conduce a Calabaza de Sagua en el poblado de La Alcarraza. De las cuales se triaron cuatro: la tomada en el piso del afloramiento (MF-1), la más cercana al conglomerado perteneciente al

Maastrichtiano (MF-3), la del techo del afloramiento (MF-6) y la más cercana al conglomerado perteneciente al Daniano (MF-4).

2.3 Etapa final: interpretación de los resultados

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).

Es de gran importancia para lograr una buena identificación de los foraminíferos planctónicos conocer sus características principales, su biología, el crecimiento de su conchilla, composición de la concha, elementos estructurales y otras que se muestran a continuación.

Los foraminíferos viven en los océanos desde 5 m - 5 km de profundidad, tanto en el fondo (foraminíferos bentónicos) como flotando en la superficie (foraminíferos planctónicos), desde los polos al ecuador. Muy abundantes. Son muy sensibles a los cambios ecológicos: muy útiles para estudios paleoecológicos (p.e., estudios de isótopos). Se encuentran en el registro estratigráfico desde el Cámbrico hasta la actualidad. Es el grupo de microfósiles que mejor está estudiado (junto con ostrácodos) desde los orígenes históricos de la disciplina.

2.3.1 Biología de los foraminíferos

Los foraminíferos (Figura 7) son protozoos (unicelulares eucariotas heterótrofos) rizópodos. Se diferencia un ectoplasma y un endoplasma. El ectoplasma sale por una apertura, recubre la concha y emite pseudópodos retráctiles (rizópodos) para su alimentación, locomoción, fijación y la construcción de su esqueleto.

Su cuerpo está protegido con una concha, que es orgánica al principio y que después está enriquecida con sustancias minerales segregadas como calcita y aragonito, o por partículas recogidas del medio y soldadas (aglutinantes). La concha

está formada por una o más cámaras y está abierta al exterior por una o más aberturas para los pseudópodos. Las cámaras se conectan entre sí por orificios (foramen). (Alfonso Rubilar R, 2007).

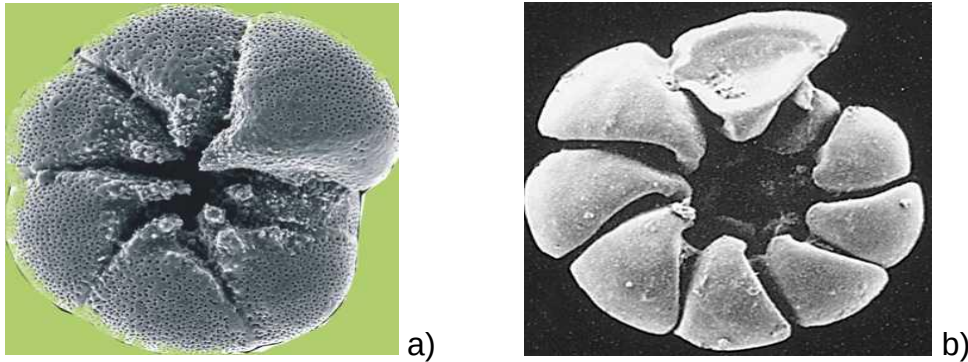


Figura 7. a) Ammonia descalcificada (solo materia orgánica), b) Ammonia con concha calcítica

2.3.2 Crecimiento de la conchilla de los foraminíferos.

- a) Serial. Las cámaras se disponen en forma lineal. Puede ser uniserial, biserial o triserial.
- b) Espiral.
 - 1. Planoespiral. La adición de cámaras, y crecimiento de la conchilla, tiene lugar en un solo plano.
 - 2. Trocoespiral. El crecimiento tiene lugar en más de un plano, constituyéndose una superficie o cara aplanada (evoluta) y otra convexa (involuta). La conchilla puede ser dextrógira o levógira si el sentido del enrollamiento es hacia la derecha o izquierda, respectivamente (esto se determina observando la orientación de la abertura en la cara evoluta, situando la última cámara arriba).
 - 3. Miliólido. Las cámaras se forman en una relación de angulosidad entre ellas (60°, 180°, etc.) (Alfonso Rubilar R, 2007).

2.3.3 Forma de la concha de los foraminíferos:

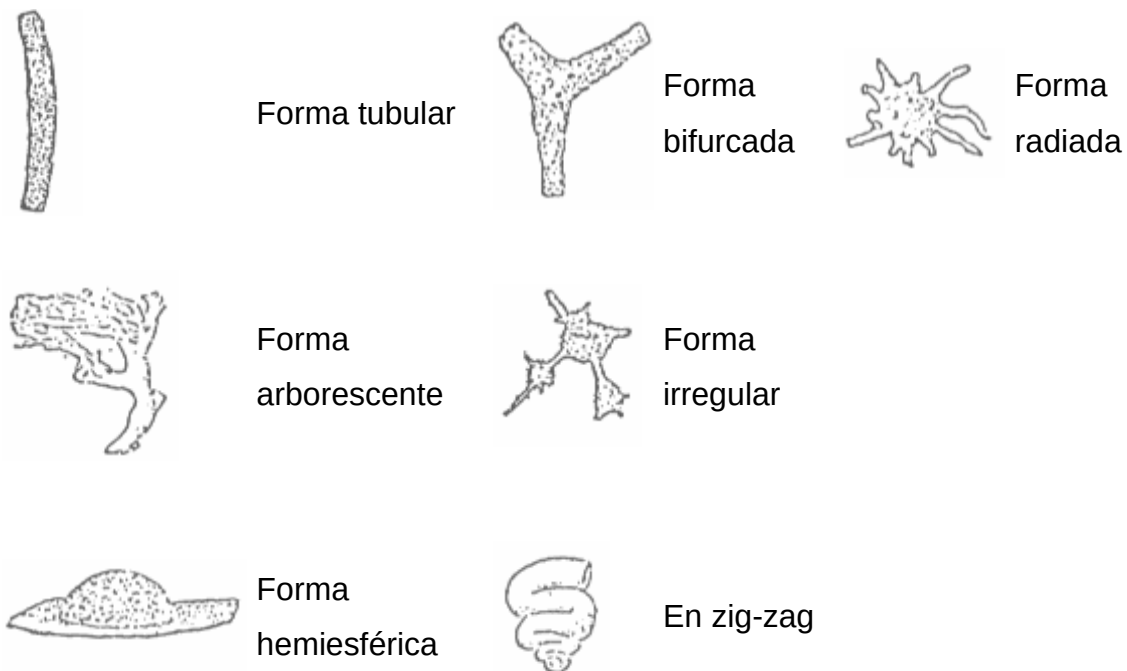


Figura 8. Formas de la concha (Loeblich & Tappan 1987)

2.3.4 Características de la pared calcárea hialina de los foraminíferos:

Son formas transparentes y vidriosas, a veces enmascarado por el efecto del espesor.

Observación al microscopio con nícoles cruzados:

- Las formas granulares, se muestran como yuxtaposición de pequeños granos de 5-10 μ m con el eje en distinta dirección. Coloreados.
- En las formas fibrosoradiadas los cristales se disponen perpendicularmente a la superficie de la concha, da luz negativa, cruz negra con círculos concéntricos isométricos.
- Las formas espiculares son fusiformes con cemento calcítico, orientadas paralelamente a la periferia de la concha.

2.3.5 Formas de las cámaras en las conchas de los foraminíferos:

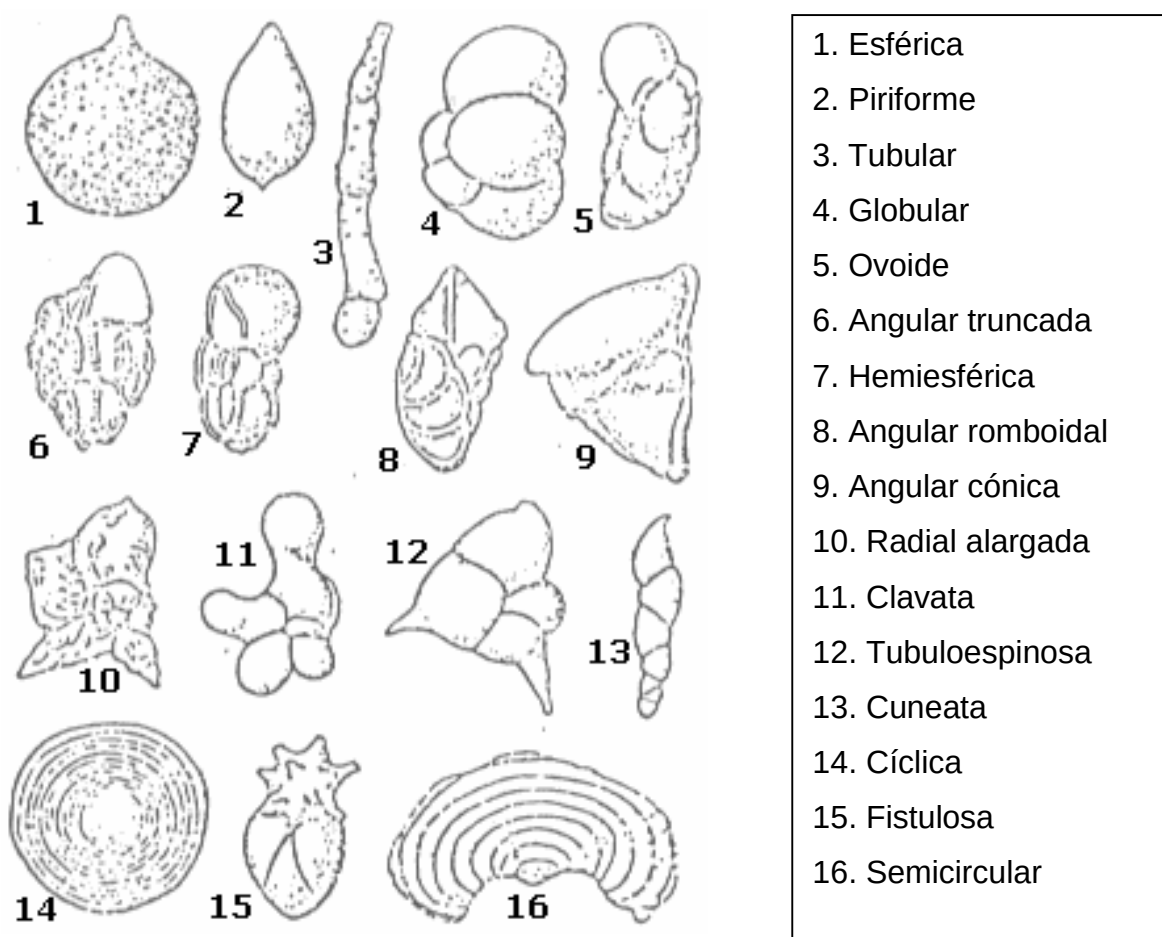


Figura 9. Formas de las cámaras en las conchas (Loeblich & Tappan 1987)

2.3.6 Ciclos de Reproducción de los foraminíferos.

Ciclos de Reproducción: caracterizado normalmente por la alternancia entre dos generaciones: una generación gamonte (microsférica), que se reproduce sexualmente y una generación esquizonte (macrosférica), con reproducción asexual. El ciclo de vida se puede completar en un año en los trópicos, puede tardar dos años en latitudes más altas (Figura 10) (E, Molina, ed., 2004).

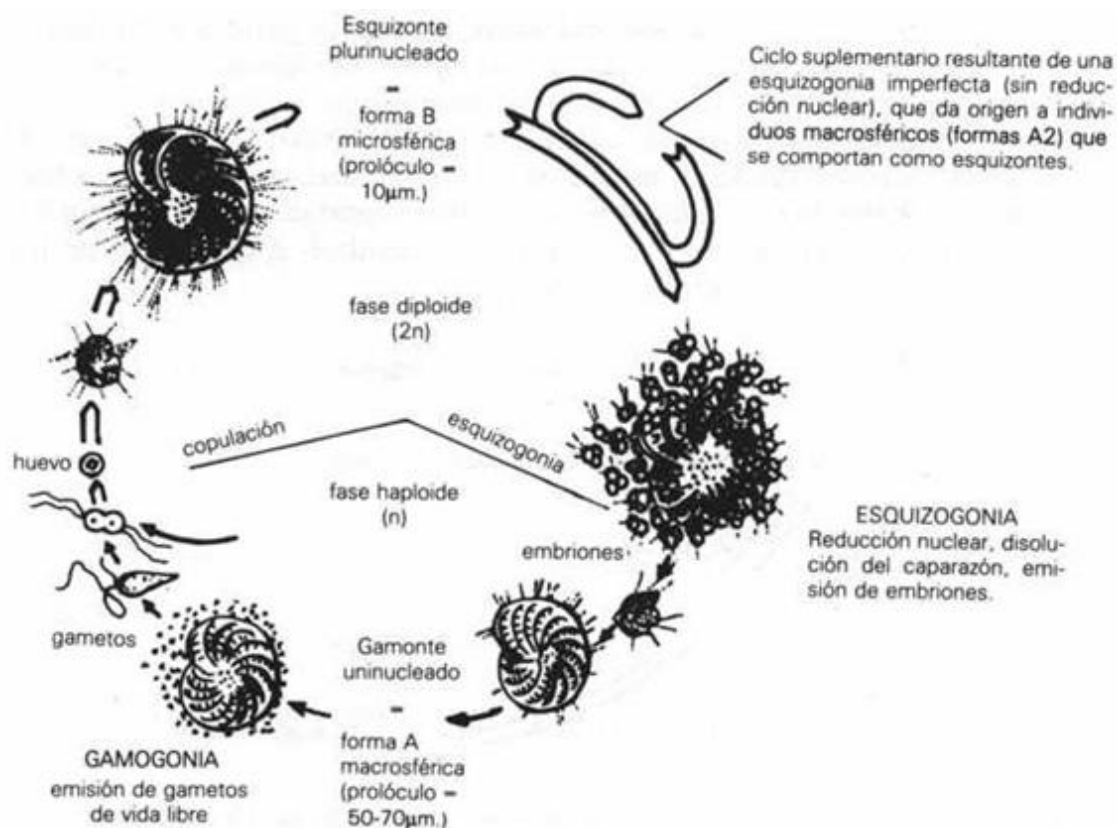


Figura 10. Ciclo biológico de *Elphidium crispum*. Duración 2 años en el Canal de La Mancha; un año en los mares tropicales (según varios autores).

2.3.7 Clasificación de los foraminíferos.

El Orden Foraminiferida pertenece a la Clase Granoreticulosa, la cual se incluye a su vez en el Filo Rhizopoda. La clasificación y sistemática de los foraminíferos son establecidas por micropaléntólogos. Las primeras clasificaciones de los foraminíferos se establecieron principalmente en función de la disposición de las cámaras, como la de d'Orbigny en 1826, la forma de las cámaras y de la abertura, como la de Brady en 1884, o en función de los tabiques (septos) de la concha, como la de Schultze en 1854. En 1852, Williamson fue el primero en insistir en la naturaleza de la concha (aporcelanada, hialina, aglutinada) como principal carácter diagnóstico. Una síntesis más completa de la historia de la Micropaleontología de los foraminíferos se puede encontrar en Loeblich y Tappan (1964) y en Cifelli y Richardson (1990). En 1987, Loeblich y Tappan establecieron 12 subórdenes y 74

superfamilias Fig. 11, siendo esta clasificación más habitualmente utilizada y la seguida en Este trabajo.

ORDEN FORAMINIFERIDA (12 SO., 74 SF., 296 F., 302 SubF., 3620 Géneros)				
Suborden	Composición de pared	Modo de vida	Nº Familias o Superfamilias	Edad
SO. ALLOGROMIINA	Quitinoide	Bentónico	5 familias	Cámbrico Superior - Holoceno
SO. TEXTULARIINA	Aglutinado	Bentónico	19 superfamilias	Cámbrico Inferior - Holoceno
SO. FUSULININA	Calcítico microgranular	Bentónico	13 superfamilias	Silúrico Inferior - Pérmico Superior
SO. INVOLUTININA	Aragonítico recristalizado en microgranular	Bentónico	4 familias	Pérmico Inferior - Holoceno
SO. SPIRILLININA	Calcítico de monocristalino a mosaico	Bentónico	2 familias	Triásico Superior - Holoceno
SO. CARTERININA	Calcítico espicular	Bentónico	1 familias	Eoceno ? - Holoceno
SO. MILIOLINA	Calcítico aporcelanado	Bentónico	5 superfamilias	Carbonífero - Holoceno
SO. SILICOLOCULININA	Silíceo opalino	Bentónico	1 familia	Mioceno Superior - Holoceno
SO. LAGENINA	Calcítico radial monolamelar	Bentónico	2 superfamilias	Silúrico Superior - Holoceno
SO. ROBERTININA	Aragonítico radiado	Bentónico	4 superfamilias	Triásico Medio - Holoceno
SO. GLOBIGERININA	Calcítico hialino	Planctónico	7 superfamilias	Jurásico Medio - Holoceno
SO. ROTALIINA	Calcítico hialino	Bentónico	24 superfamilias	Triásico - Holoceno

Figura 11. Encuadre sistemático de los foraminíferos según Loeblich & Tappan 1987.

2.3.8 Evolución

Desde su primera aparición, los foraminíferos han seguido un patrón general de diversificación con un incremento de la complejidad de la morfología externa e interna y de la composición y estructura de la pared de la concha. Formas y arquitecturas similares se repitieron a lo largo de su historia evolutiva incluso en grupos no relacionados filogenéticamente. (Fig. 12).

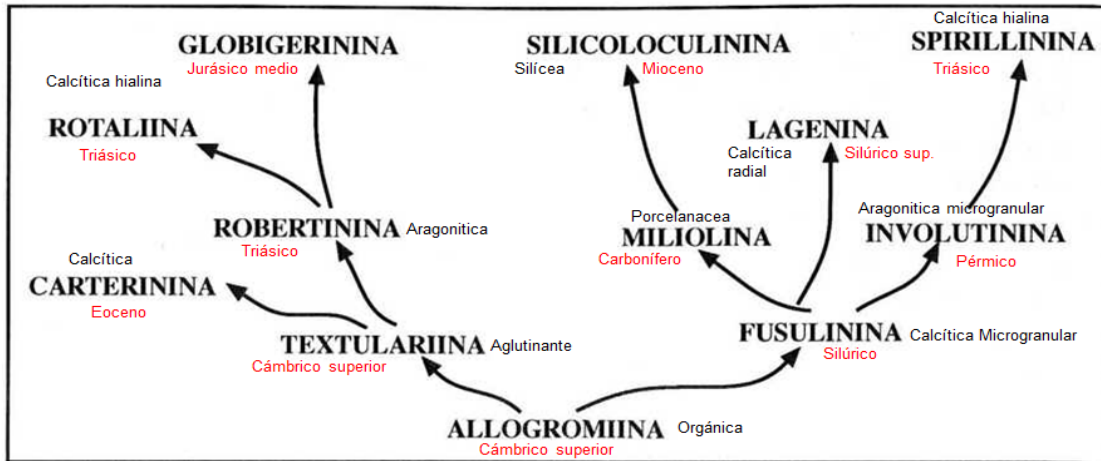


Figura 12. Filogenia general de foraminíferos, a nivel de suborden, según Loeblich & Tappan 1988.

2.3.9 Foraminíferos plantónicos. Globigerinina

Globigerina constituye un suborden de foraminíferos calcíticos hialinos perforados muy abundante en el ecosistema del plancton marino desde el Cretácico, si bien aparecieron en el Jurásico. Al morir, sus pequeñas conchas caen a los fondos oceánicos, conservándose relativamente bien y contribuyendo en gran medida a la formación de rocas sedimentarias pelágicas. La morfología de su concha es muy diagnóstica y, junto a su excelente registro, permitieron realizar estudios bioestratigráficos muy precisos.

Muchos investigadores precisaron la distribución latitudinal y batimétrica de las especies actuales y de la mayor parte de los fósiles, lo cual es de gran utilidad para las reconstrucciones paleoambientales y paleoceanográficas. Pero es sobre todo su gran aplicación a la solución de problemas bioestratigráficos, lo que les convierte en el grupo más utilizado e importante de la Micropaleontología. La aplicación más conocida es en la prospección petrolífera. Sin embargo, actualmente la mayor parte de la investigación se realiza en universidades y se aplica a la solución de problemas geológicos y biológicos muy diversos.

La concha de los foraminíferos plantónicos tiene un tamaño intermedio dentro de los microfósiles, variando generalmente entre 50 y 600 micrones aunque,

considerando las espinas, su tamaño original puede duplicarse o triplicarse. La pared está compuesta por láminas de calcita hialina, pero en las formas primitivas del Jurásico parece ser de aragonito.

La formación de las cámaras se produce por la secreción de calcita en una membrana orgánica, formándose una pared bilamelar. Cada vez que se produce una nueva cámara se acumula una capa de calcita en el exterior, dando lugar finalmente a una pared multilamelar en las cámaras de las vueltas iniciales. Las pústulas también muestran las sucesivas capas de calcita, mientras que las espinas no tienen capas. Capas adicionales pueden llegar a formar costras cuando desciende la temperatura. Encostramientos o engrosamientos se desarrollaron en el Paleógeno, como es el caso de la música, y en el Cretácico, disponiéndose en forma de costillas o de retículo, pero su origen y significado no es bien conocido. La reabsorción de calcita y materia orgánica por autólisis puede ocurrir no solo durante la gametogénesis, sino bajo condiciones desfavorables.

La pared de la concha tiene perforaciones murales abiertas hacia el exterior y suelen estar rodeadas por crestas donde se sitúan las espinas. Cuando presentan costra calcítica, las perforaciones se reducen hacia el exterior. Las carenas, las tubuloespinas y las costillas suelen ser imperforadas. Según la disposición de las cámaras todos los foraminíferos planctónicos son multiloculares. Las cámaras suelen ser globosas, pero en las formas carenadas están comprimidas, pudiendo presentar una o dos carenas.

La abertura principal suele ser interiomarginal y está presente, al menos, en los primeros estadios ontogenéticos. En el adulto puede estar modificada en múltiples pequeñas aberturas areales o suturales; la abertura primaria no tiene estructuras internas, pero externamente puede tener labios, dientes y pórticos, o estar tapada por estructuras tipo tejilla en el Cretácico y bulla en el Cenozoico. (E, Molina, ed., 2004).

2.3.10 Sistemática

Actualmente viven medio centenar de especies de foraminíferos plantónicos distribuidas por todos los océanos. Sin embargo sus características biológicas han sido poco utilizadas en sistemática, ya que el número de especies fósiles es muy superior y la mayor parte de los estudios han sido realizados por micropaleontólogos. Las descripciones de las especies y la sistemática se basan, por tanto, en los caracteres y morfología de la concha.

Las características supraespecíficas tienen un alto grado de subjetividad, pues aun teniendo en cuenta la filogenia no dejan de ser meras hipótesis. Son consideradas dos superfamilias: Superfamilia Heterohelicoidea y Superfamilia Globotruncanoidea. (E, Molina, ed., 2004).

2.3.10.1 Superfamilia Heterohelicoidea

Concha bisereada o trisereada, al menos en el estadio inicial, que puede reducirse a uniseriada o más frecuentemente presentar una proliferación de cámaras en un plano o en todas direcciones. La abertura es arqueada y suele situarse en la sutura entre la última y la penúltima cámara. Se encuentran desde el Aptiense a la actualidad. Los géneros más importantes se muestran en la Fig. 13.

2.3.10.1 Superfamilia Globotruncanoidea

Concha trocoespiralada, cámaras globulosas a angulares que pueden tener una banda periféricas imperforada con dos carenas, abertura primaria de umbilical a umbilical-extraumbilical, tejilla. Se encuentran desde el Turoniense al Maastrichtiano. Los géneros más interesantes se muestran en la Fig. 14.

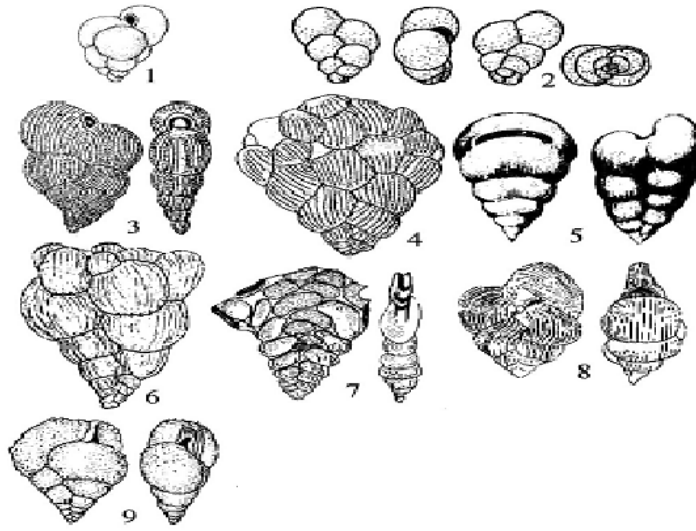


Figura 13. Géneros de Heterohelicoidea; 1: Guembelitria, 2: Woodringina, 3: Heterohelix, 4: Planoglobulina, 5: Pseudotextularia, 6: Racemiguembelina, 7: Gublerina, 8: Pseudoguembelina, 9: Chiloguembelina (E, Molina, ed., 2004).

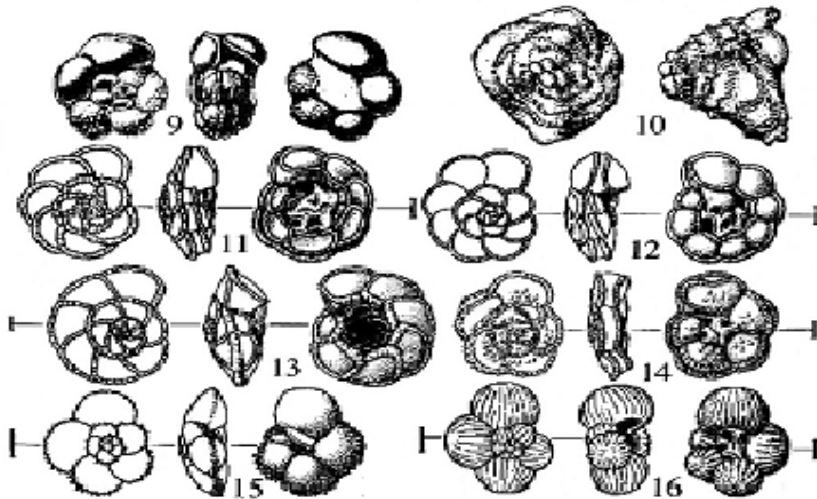


Figura 14. Géneros de Globotruncanoidea; 9: Gansserina, 10: Contusotruncana, 11: Globotruncana, 12: Marginotruncana, 13: Globotruncanita, 14: Abathomphalus, 15: Globotruncanella, 16: Rugoglobigerina. (E, Molina, ed., 2004).

2.3.11 Ecología de los foraminíferos plantónicos

Generalmente salinidad entre 34-36 ppm y son Estenohalinas (rango de salinidad no puede cambiar mucho). Su profundidad óptima está entre 6-30 m, generalmente ausentes a más de 200 m. Muy dependientes de la temperatura (Figura 15)

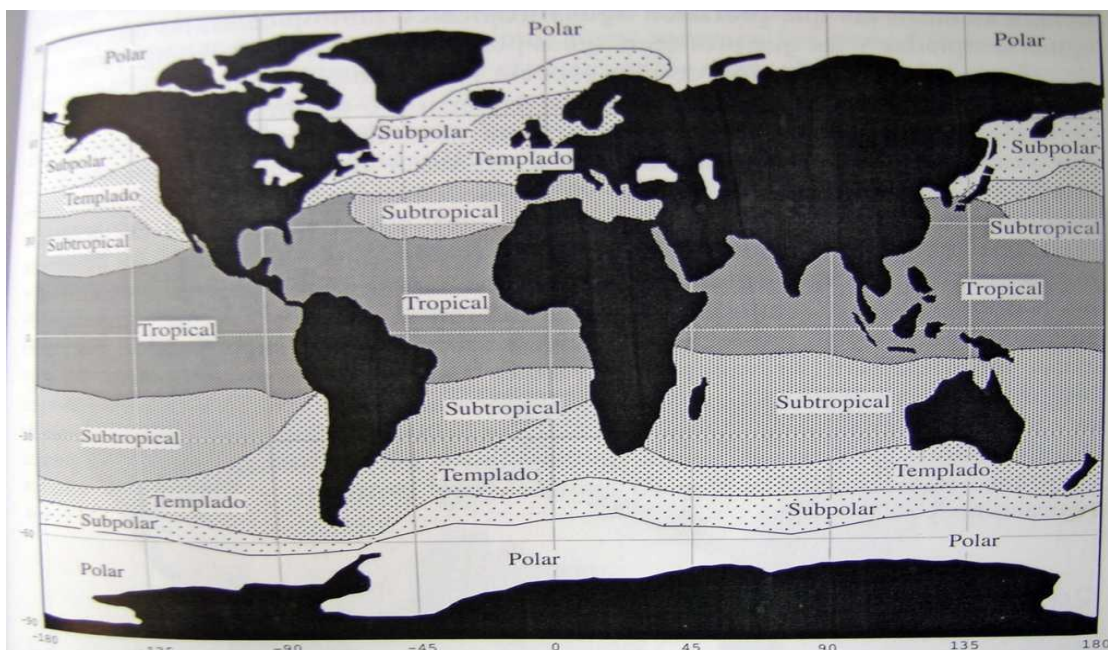


Figura 15. Provincias biogeográficas de foraminíferos planctónicos actuales. (E, Molina, ed., 2004).

2.3.12 Foraminíferos planctónicos del tránsito Cretácico-Paleógeno

Para el Cretácico Superior, como criterio general, se admite que las formas de pequeño tamaño, simples, globulosas, biseriadas, planoespiraladas o trocoespiraladas sin carena (*Heterohelix*, *Hedbergella*, *Globigerinelloides*), forman un grupo que habita en las zonas más superficiales de la columna de agua, mientras que las formas carenadas, grandes y complejas son moradoras de aguas más profundas (*Globotruncana*, *Globotruncanita*, *Abathomphalus*). No obstante, no todas las especies pertenecientes al mismo género ocupan el mismo nicho ecológico.

La mayor parte de las especies del Cretácico Superior habitaban en latitudes tropicales-subtropicales o templadas. Las asociaciones de FP del Maastrichtiano en

estas latitudes estaban muy diversificadas, incluyendo formas especializadas, grandes y complejas como *Globotruncana*, *Contusotruncana*, *Racemiguembelina* o *Planoglobulina*. Las especies dominantes en latitudes polares-subpolares pertenecían fundamentalmente a los géneros *Guembelitria*, *Heterohelix*, *Globigerinelloides* y *Hedbergella*. No obstante, durante el Maasstrichtiense, el género dominante en todas las latitudes fue *Heterohelix* (Arenillas, ed., 2000). La distribución paleolatitudinal de las especies del Maastrichtiano se representa en la Fig. 16.

CRETÁCICO SUPERIOR (MAASTRICHTIENSE)	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 fructuosa (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			
Schackoina 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			
Globotruncanella stuarti (de Lapparent)			
Globotruncanella stuartiformis (Dalbiez)			
Globotruncanella conica (White)			
Globotruncanella angulata (Tilev)			
Globotruncanella insignis (Gandolfi)			
Globotruncanella fareedi (El-Naggar)			
Globotruncanella 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

Figura 16. Esquema general de la distribución latitudinal de las especies de foraminíferos planctónicos más importantes del Maastrichtiano. (Arenillas, ed., 2000).

Tras la extinción en masa del límite Cretácico/Terciario, evoluciona todo un conjunto de especies pequeñas, simples, oportunistas y cosmopolitas, pertenecientes a los géneros Parvularugoglobigerina y Globoconusa. Pronto aparecen especies más grandes y complejas de los géneros Parasubbotina, Praemurica, Subbotina y

Globanomalina, pero su distribución paleobiogeográfica sigue siendo muy amplia y apenas existe una estratificación batimétrica de las mismas. Este hecho se mantiene en la mayor parte del Paleoceno inferior, resultando complicado distribuir las especies del Paleoceno inferior en función de sus preferencias batimétricas y latitudinales. Los estudios isotópicos sugieren que los FP de aguas superficiales (Morozovella, Acarinina) y las de aguas intermedias-profundas (Subbotina, Luterbacheria) divergen en el tránsito Paleoceno inferior-superior debido al desarrollo de la termoclina, que separa los hábitats superficiales y profundos en la columna de agua. Este hecho coincide con la evolución inicial de Morozovella, y la divergencia se debe a la colonización de los diferentes hábitats de la columna de agua. Este hecho también influye en la distribución paleobiogeográfica de las especies, permitiendo agruparlas mejor según su preferencia a aguas más cálidas o más frías.

Análisis isotópicos, biogeográficos y paleoceanográficos con foraminíferos planctónicos del Paleógeno llegaron a las siguientes conclusiones generales sobre los foraminíferos planctónicos del Paleoceno: la distribución latitudinal y batimétrica de las especies varía con el tiempo, pero en conjunto se puede afirmar que Morozovella es un género más común en bajas-medias latitudes y aguas superficiales, Acarinina en bajas-medias latitudes y aguas superficiales, Muricoglobigerina altas-medias latitudes y profundidad superficial, Subbotina en altas-medias latitudes y profundidad intermedia, Parasubbotina en latitudes medias y profundidad intermedia, Globanomalina-Luterbacheria de altasmedias latitudes y aguas profundas y Chiloguembelina de latitudes altas, aguas profundas e hipóxicas (Arenillas, ed., 2000). La distribución paleolatitudinal de las especies del Paleoceno se representa en la Fig. 17.

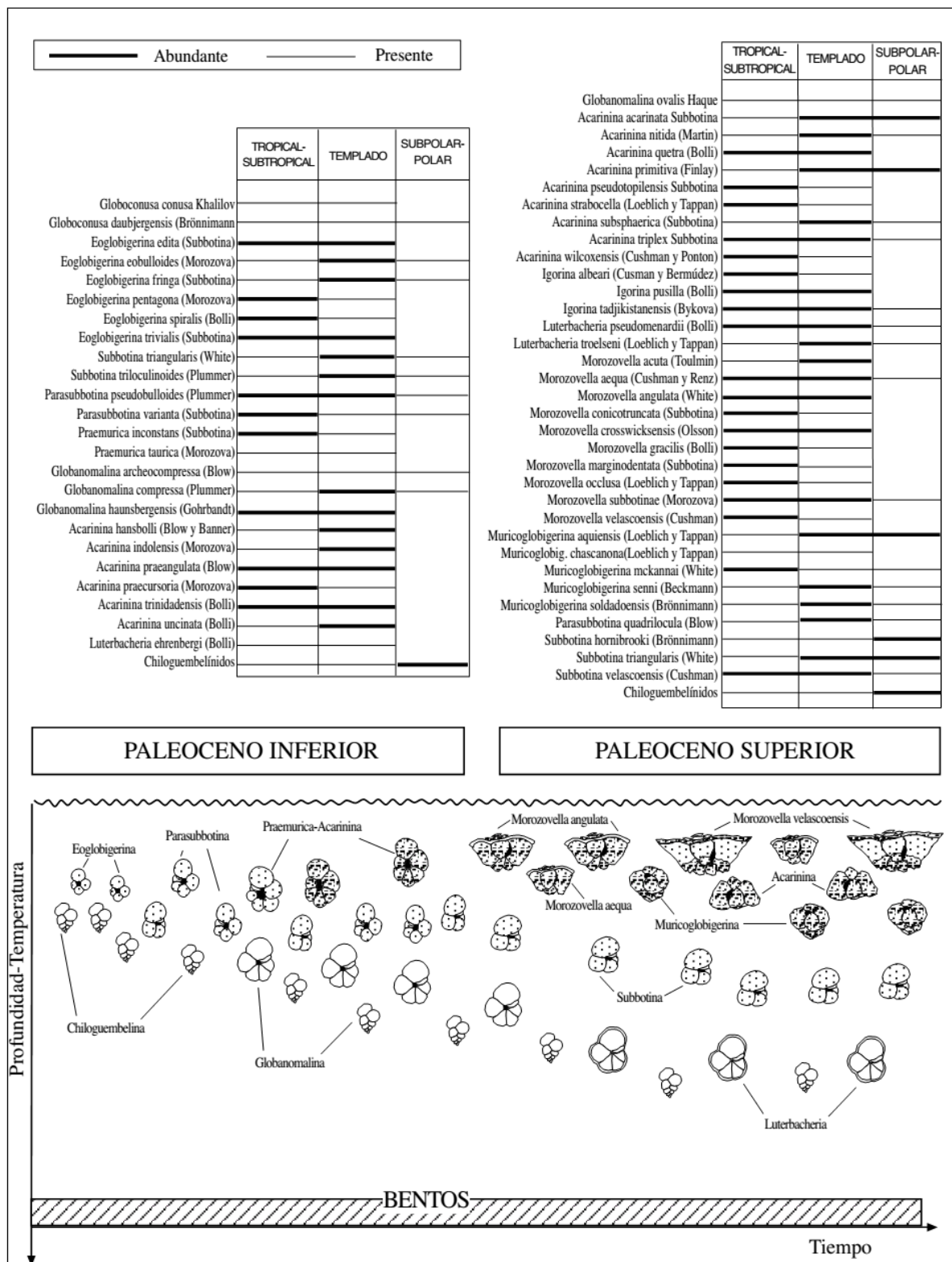


Figura 17. Esquema general de la distribución latitudinal y paleobatimétrica de las especies de foraminíferos planctónicos más importantes del Paleoceno. (Arenillas, ed., 2000).

2.3.13 Tafonomía y fosilización

Los aspectos tafonómicos en el estudio de los foraminíferos plantónicos son muy interesantes para la correcta interpretación de los datos micropaleontológicos. Algunos procesos de producción como la autólisis (Ver anexo 4), hacen la estructura inestable, pudiendo llegar a desintegrar la concha y dificultar la fosilización. Esta es la causa de la abundancia de ejemplares vivientes y la escasez de fósiles de esta especie; por el contrario ciertos fenómenos de encostramiento pueden facilitar la fosilización.

Las conchas de los foraminíferos plantónicos pueden sufrir una serie de procesos bioestratinómicos. Debido a su modo de vida planctónico, la necrocinesis produce desplazamientos laterales al ser arrastrados por las corrientes en su descenso a los fondos marinos. Esto en bioestratigrafía es más una ventaja que un inconveniente, pues se distribuyen más ampliamente.

La disolución afecta más a las conchas juveniles que son las primeras en disolverse. A partir de la lisoclina se puede producir disolución parcial, y a partir del nivel de compensación de la calcita, la disolución es total. En la actualidad estos niveles, en bajas latitudes, se sitúan hacia los 4000m y 5000m, pero hacia los polos y hacia la costa, ambos niveles están más cerca de la superficie, y también han variado a lo largo del tiempo.

Los restos de foraminíferos plantónicos también pueden ser afectados por una serie de procesos fosildiagenéticos. El mecanismo de reelaboración es importante, pero les afecta menos que a otros grupos más pequeños. Generalmente, los efectos de la presión litosférica y de la temperatura producen cambios que se acrecientan con el paso del tiempo, pudiendo producir mecanismos de compresión, reemplazamiento, recristalización, etc. Finalmente puede llegarse a la disolución fosildiagenética o a la destrucción total por el metamorfismo, si bien Este caso es raro ya que se encuentran en sedimentos desde el Jurásico que suelen estar poco o nada afectados por el metamorfismo. El estado de conservación que finalmente presentan las conchas es importante, porque de ello depende que se puedan

realizar estudios isotópicos para reconstruir el paleoambiente del medio que se desarrollan.

En consecuencia, el excelente registro de los foraminíferos plantónicos, la extrapolación de los datos neontológicos y la consideración de los aspectos tafonómicos permiten solucionar problemas de gran interés y se les suele considerar el grupo micropaleontológico con mayores aplicaciones. (E, Molina, ed., 2004).

CAPÍTULO III: MICROPALAEONTOLOGIA DEL LÍMITE CRETÁCICO/PALEÓGENO EN LA FORMACION MICARA, SECCIÓN LA ALCARRAZA

La Formación Mícará aflora muy bien entre 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 Mícará 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 Mícará extremadamente deformadas y desmembradas.

3.1 Características estratigráficas de la sección La Alcarraza.

En el corte afloran rocas clásticas, terrígenas y en menor medida carbonatadas (Figura 18). La parte inferior del corte, que pertenece al Maastrichtiano, se caracteriza por la acumulación de areniscas masivas que transicionan a una arenisca con mayor contenido de carbonato y disminución de la cantidad de arena, hasta la aparición de una fina capa de caliza. En la parte más cercana al piso del afloramiento fue tomada la muestra MF-1. Mientras que la muestra MF-3 se tomó exactamente debajo del conglomerado. La posición de las muestras tomadas en la columna estratigráfica de la sección La Alcarraza se muestra en la Figura 19.

Justo encima de este paquete, se encuentra un conglomerado polimítico (clastos subangulosos de gabros, microgabros, tobas, calizas, peridotitas serpentinizadas y

troctolitas) cuya matriz es un microconglomerado a arena gruesa, que transiciona a microconglomerado con cantos rodados redepositados. En el piso del conglomerado se observa un contacto irregular-neto, mientras que en la parte superior del mismo el contacto es plano.

Superpuesto a este conglomerado se tomó la muestra MF-4, que pertenece a la parte superior del corte y 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. La muestra MF-6 fue tomada 15cm por encima de la muestra MF-4.

Las posiciones de las muestras se exponen en la figura 19 que es la columna estratigráfica del corte La Alcarraza.

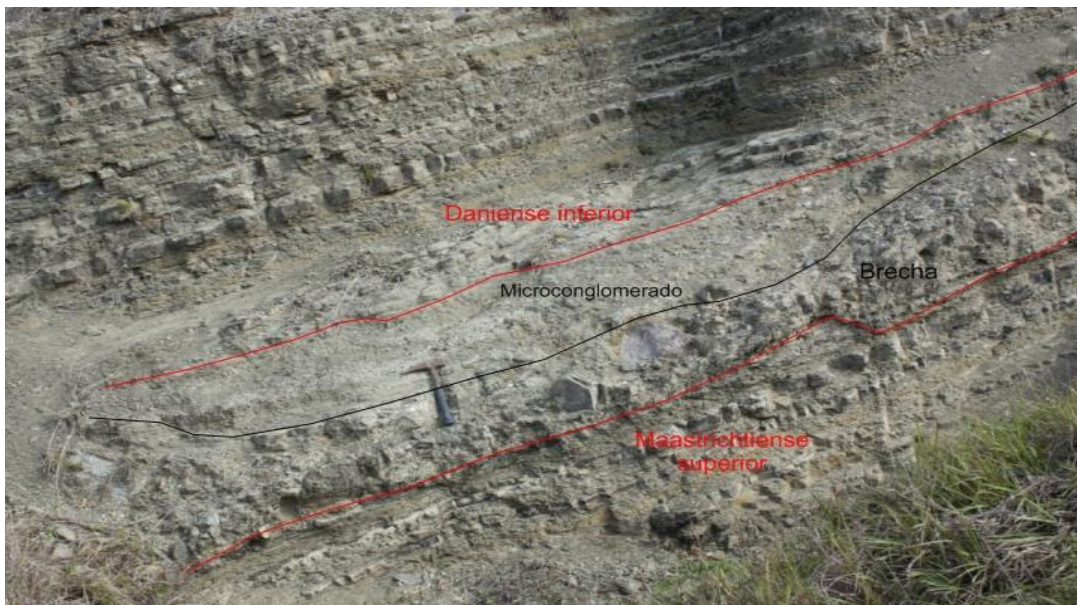


Figura 18. Sección La Alcarraza (Polanco, 2016).

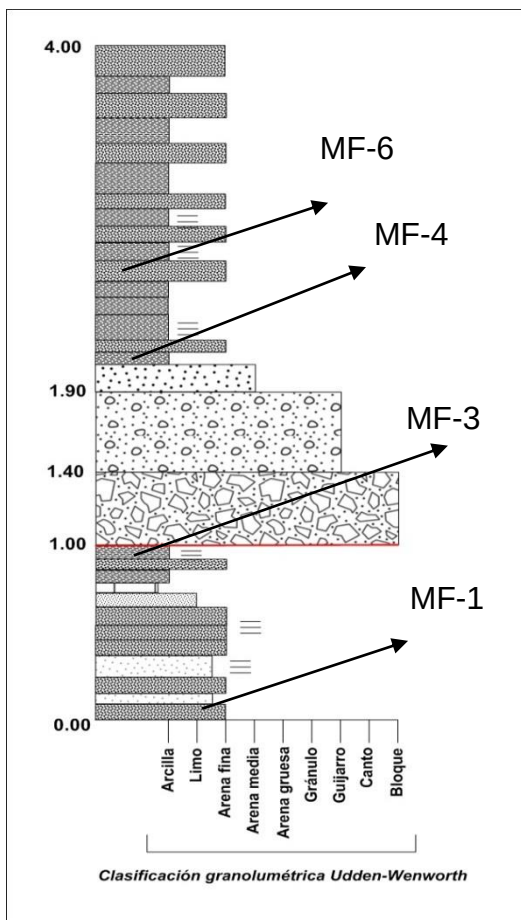


Figura 19. Columna estratigráfica de la sección La Alcarraza, con la ubicación de las muestras analizadas (Polanco, 2016).

3.2 Características morfoestructurales de los microfósiles y su clasificación en grupos a diferentes niveles jerárquicos.

Luego de tomadas las muestras en el afloramiento, se pasó a realizar el levigado para la disgregación de las mismas. Posteriormente se separaron los microfósiles utilizando el método del triado. Después de separar los microfósiles del sedimento se pasó a determinar sus características morfoestructurales, las mismas se muestran en la tabla 1.

En las muestras analizadas se encontraron un total de 21 microfósiles, fue posible realizar la caracterización morfoestructural de 12 de estos especímenes; en algunos casos, la mala conservación de estos dificultó que se realizara una correcta

identificación de todas las características morfoestructurales que permiten diferenciar un microorganismo de otro.

Tabla 1. Características morfoestructurales de los microfósiles.

Fósiles por muestra		Concha (forma)	Forma de las cámaras	Textura	Abertura
MF-1	1	Trisereada (Subtriangular)	Muy redondeadas	Con costillas	Múltiple
	2	Trocoespiralada	Globulosas	0	Umbilical
	3	Biseriada	Comprimidas	0	0
MF-3	1	Trisereada (Subtriangular)	Muy redondeadas	Con costillas muy finas	Interiomarginal
	2	Trocoespiralada	Forma de pétalos	Finamente perforado	0
	3	Trocoespiralada	Globulosas	0	Umbilical
	4	Trocoespiralada	Globulosas	0	Extraumbilical
MF-4	1	Uniseriada	Redondeadas	-	-
	2	Trocoespiralada	Globulosas	-	Umbilical
MF-6	1	Trocoespiralada	Globulosas	-	Umbilical
	2	Seriada	Redondeadas	-	-
	3	Trisereada (triangular)	Redondeadas	0	Umbilical

0 (El nivel de alteración del espécimen no permitió determinar esta característica)

- (La reelaboración tafonómica no permitió determinar esta característica en el individuo)

Al tener definidas las características morfoestructurales de los especímenes encontrados se pasó a su identificación utilizando los Atlas de Microfósiles del Cretácico Superior y del Paleógeno Inferior: Nederbragt (1991) y Olsson et al.

(1999). En la tabla 2 se muestra la clasificación de los especímenes utilizando la clasificación de Loeblich & Tappan (1988).

Tabla 2. Clasificación de los microfósiles a nivel de superfamilia, género y especie

Fósiles por muestra		Superfamilia	Género	Especie	
MF-1	1	Heterohelicoidea	Racemiguembelina	R. fructicosa	Fig.20
	2	Globotruncanoidea	0	0	Fig.21
	3	Heterohelicoidea	Pseudotextularia?	0	Fig.22
MF-3	1	Heterohelicoidea	Heterohelix	H. globulosa	Fig.23
	2	Globotruncanoidea	Globotruncanella	G. petaloidea	Fig.24
	3	Globotruncanoidea	0	0	Fig.25
	4	Globotruncanoidea	0	0	Fig.26
MF-4	1	Heterohelicoidea	-	-	Fig.27
	2	Globotruncanoidea	Globotruncanella	-	Fig.28
MF-6	1	Globotruncanoidea	-	-	Fig.29
	2	Heterohelicoidea	-	-	Fig.30
	3	Heterohelicoidea	Guembelitra	G. cretacea	Fig.31

0 (El nivel de alteración del espécimen no permitió identificar al espécimen a este nivel)

- (La reelaboración tafonómica no permitió identificar al espécimen a este nivel)



Figura 20. *Racemiguembelina fucticosa*

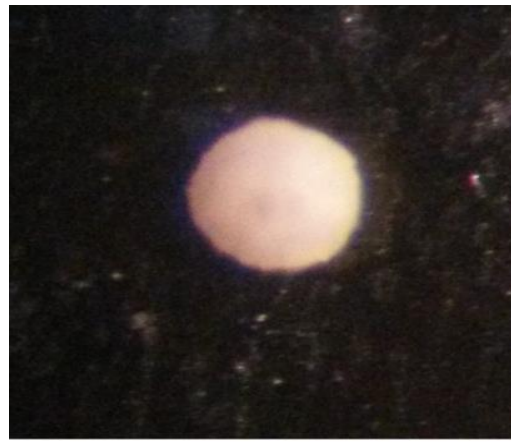


Figura 21. *Globotruncanoidea*

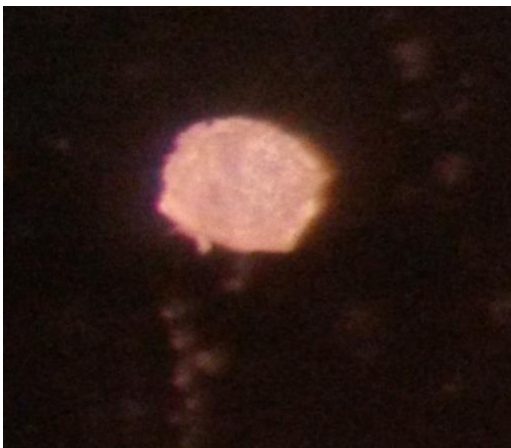


Figura 22. Posible *Pseudotextularia*



Figura 23. *Heterohelix globulosa*



Figura 24. *Globotruncanella petaloidea*



Figura 25. *Globotruncanoidea*

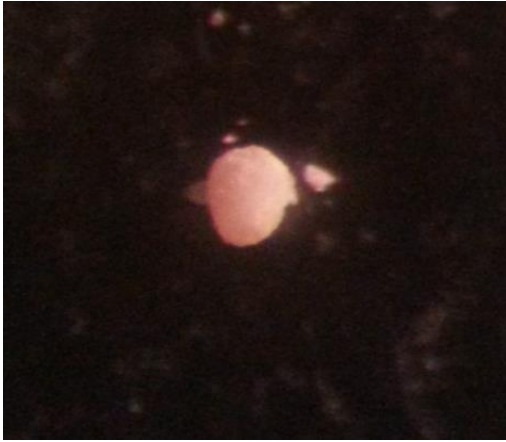


Figura 26. Globotruncanoidea

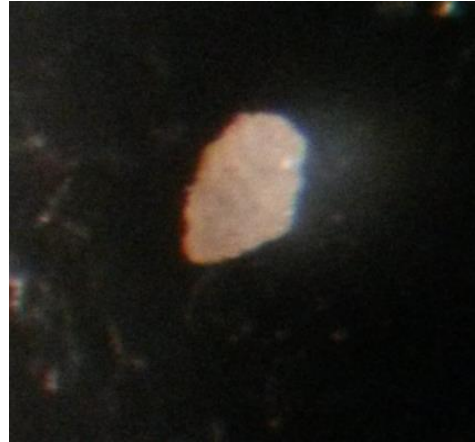


Figura 27: Heterohelicoidea



Figura 28. Globotruncanella



Figura 29. Globotruncanoidea



Figura 30. Heterohelicoidea

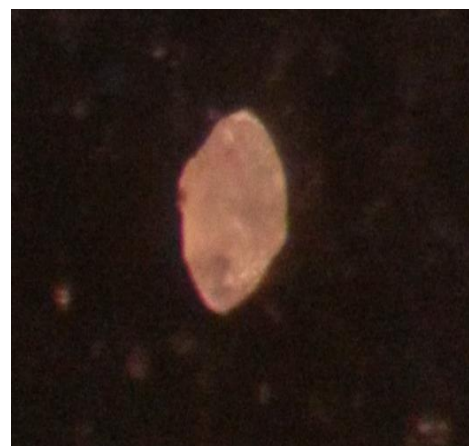


Figura 31. Guembelitra Cretacea

3.3 Procesos que intervinieron en la fosilización

Los procesos que intervienen en la fosilización, o sea los procesos tafonómicos, se dividen en dos: los que ocurren antes del enterramiento, bioestratinómicos; y los que ocurren después o durante el enterramiento, fosildiagenéticos.

3.3.1 Procesos bioestratinómicos

Después de la muerte del individuo ocurre la biodegradación y descomposición de las partes blandas. Los foraminíferos plantónicos se ven afectados por la necrocinesis por su pequeño tamaño y esto provoca grandes desplazamientos horizontales. Teniendo en cuenta las velocidades de deriva necroplantónica pueden ser muy altas el desplazamiento post-mortem puede plantear problemas cuando se intenta la reconstrucción paleoambiental a partir de la composición de la orictocenosis. . Las conchas de la mayoría de las especies tardarían entre 3 y 12 días en llegar a una profundidad oceánica media de 3800m. El transporte lateral puede ser intenso en los primeros 500m pero después caen verticalmente. La velocidad media de acumulación es aproximadamente de 1cm cada 1000 años.

Estos problemas se manifiestan en la aloctonía de las entidades conservadas y el criterio para reconocer la aloctonía sería la evidencia de transporte en dichas entidades. En los especímenes encontrados se manifiesta este transporte por el grado de alteración que presentan, que la pudo haber provocado la deriva necroplantónica.

La disolución es otro proceso que afecta a las conchas calcíticas de los microfósiles encontrados. Las más afectadas son las conchas juveniles. La principal causa de la disolución de foraminíferos plantónicos es el agua con alta concentración de CO_2 . Este proceso depende de la estructura y grosor de la concha, siendo más lenta en las paredes internas de los poros y en las especies más grandes y robustas con costras calcíticas. Este proceso se puede identificar en la muestra MF-1 en el primer individuo encontrado (Figura 32 a); en el segundo espécimen de la muestra MF-3 (Figura 32 b) y en la muestra MF-4 en el segundo microfósil (Figura 32 b).

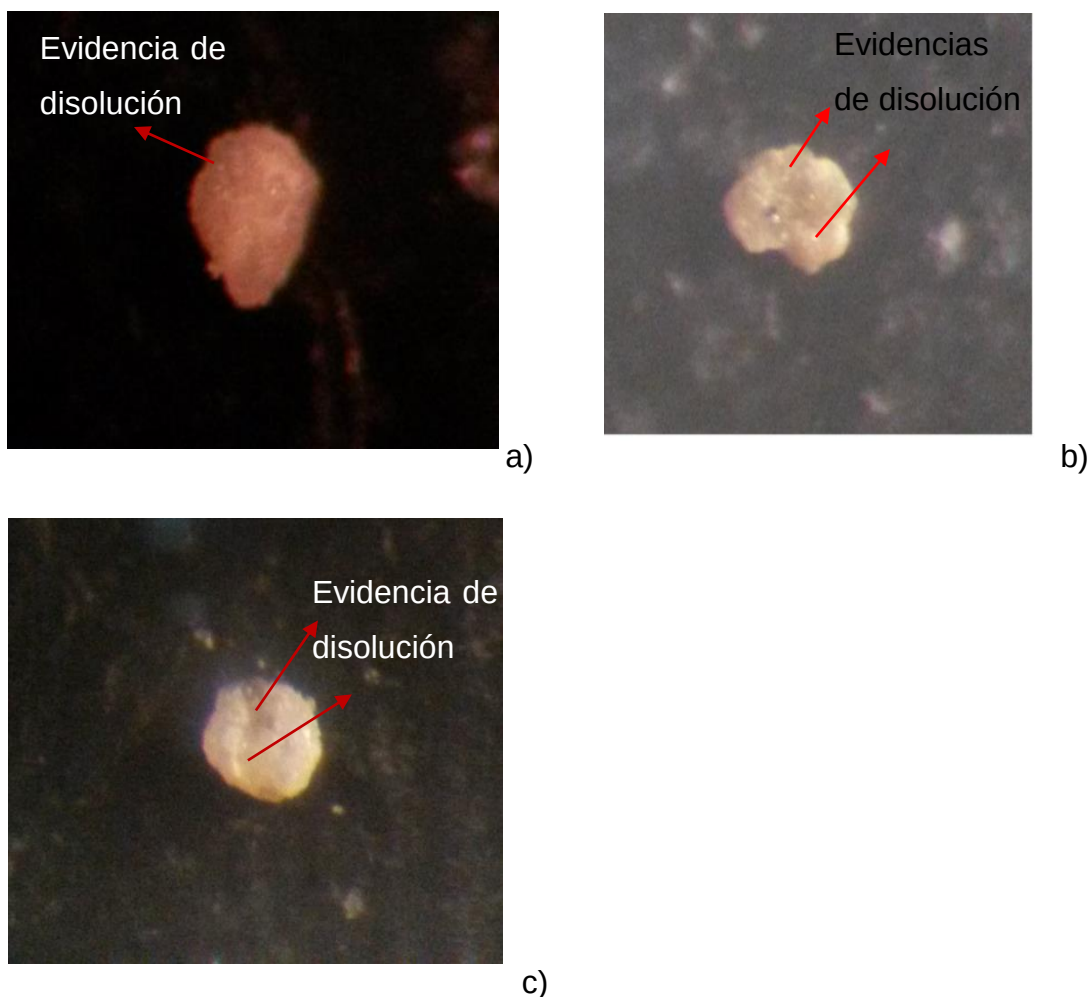


Figura 32. Evidencias de disolución en los especímenes identificados en las muestras: a) MF-1; b) MF-3; c) MF-4.

3.3.2 Procesos fosildiagenéticos

El mecanismo de reelaboración tafonómica constituye un proceso fosildiagenético, ya que los restos de microorganismos son previamente enterrados y sufren ciertas transformaciones en el transcurso de la fosilización. Estas transformaciones los diferencian del resto de los organismos contemporáneos del segundo depósito, con los que se mezclan al ser desenterrados, reiniciándose su proceso de enterramiento. Los fósiles reelaborados o rodados suelen tener una conservación más deficiente, permitiendo detectar Este tipo de mecanismos. Sin embargo, los cambios tafonómicos pueden ser conservativos en vez de destructivos, por lo que,

a veces, la reelaboración facilita una mejor conservación de los elementos, aumentándola durabilidad de los mismos.

Se encontraron cuatro microfósiles reelaborados en las muestras MF-4 y MF-6; de ellos dos pertenecen a la Superfamilia Globotruncanoidea la cual no sobrevivió al impacto meteórico lo que evidencia su reelaboración; los otros dos especímenes pertenecen a la Superfamilia Heterohelicoidea que por su nivel de alteración se consideró que son reelaborados, sus conchas se encuentran parcialmente destruidas.

La recristalización es otro proceso que afecta a los foraminíferos plantónicos encontrados. Lo que puede llegar a confundirse con elementos ornamentales propios de los microorganismos. Evidencias de este proceso lo presentan siete de los microorganismos encontrados, los mismos están representados en las figuras: 20, 22, 23, 24, 27, 28 y 31.

Pero lo más común son los procesos destructivos que conllevan a la deterioro de las conchas de los foraminíferos plantónicos. Esto se evidencia en los especímenes descubiertos, debido a que se encuentran muy alterados, presentan cambios de tamaño, forma, estructura y textura debido a esfuerzos mecánicos, Este proceso se conoce como distorsión tafonómica. Durante la diagénesis, además del aumento de la presión y temperatura propia de los sedimentos que se van acumulando pueden actuar procesos tectónicos que producen deformaciones incluso fracturas. Los especímenes afectados por este proceso se muestran en la figura 33.

En general estos procesos bioestratinómicos provocaron que en la sección La Alcarraza no se conservaran abundantes fósiles y los que lograron mantenerse lo hicieron con un nivel elevado de alteración lo que dificultó el trabajo de identificación.

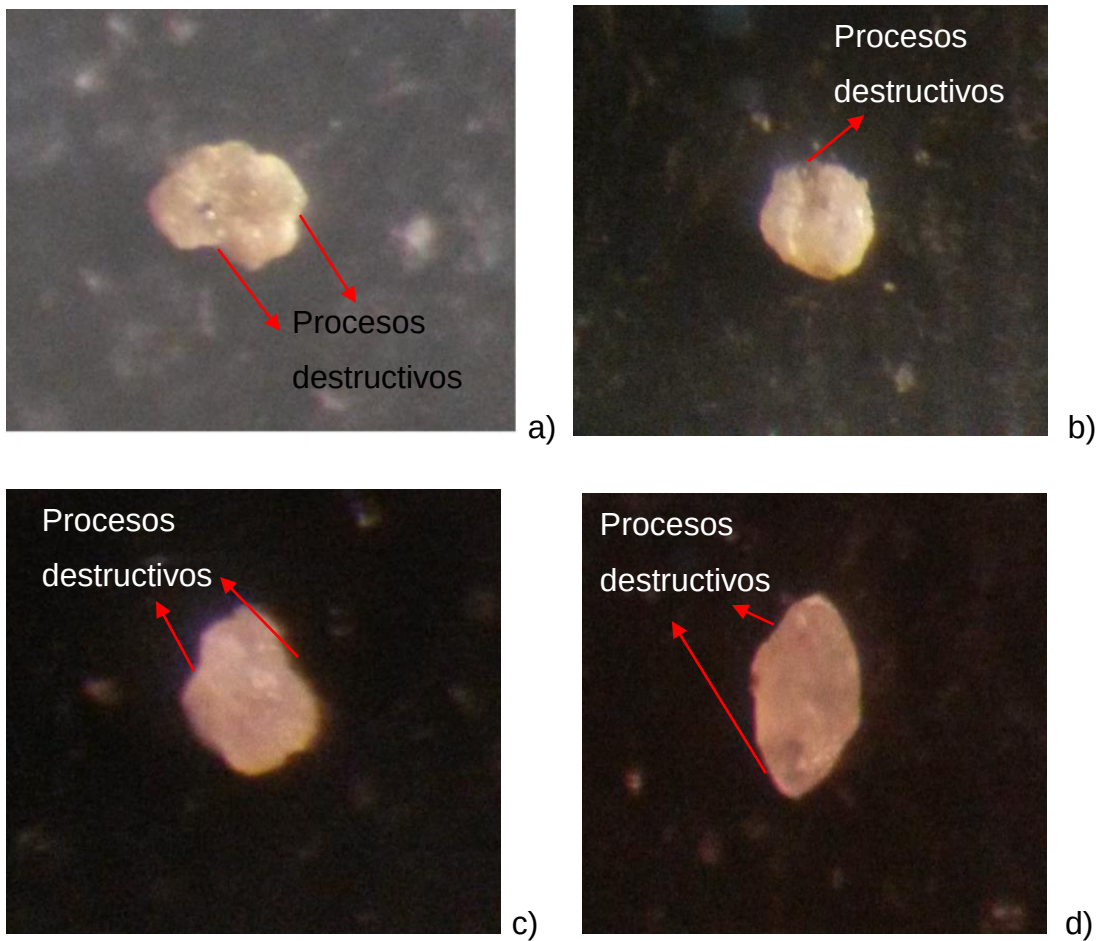


Figura 33. Microfósiles afectados por los procesos destructivos; a) segundo fósil de la muestra MF-3. b) segundo fósil de la muestra MF-4. c) y d) segundo y tercer fósil de la muestra MF-6 respectivamente.

3.4 Edad y paleolatitudes de los microfósiles identificados.

Los especímenes encontrados en las muestras MF-1 y MF-3 pertenecen al Maastrichtiano y Guembelitria cretacea, muestra MF-6, es la única especie de foraminíferos planctónicos sobreviviente a la extinción del límite Cretácico/Paleógeno, el resto de los especímenes encontrados en la muestra MF-6 son reelaborados y redepositados en sedimentos más jóvenes. En la tabla 3 se muestran los intervalos de aparición de estos microfósiles.

Tabla 3. Edad de los microorganismos encontrados

Fósiles por muestra		Superfamilia	Género y especie	Primera aparición	Última aparición
MF-1	1	Heterohelicoidea	R. fructicosa	Maastrichtiense superior	Maastrichtiense superior
	2	Globotruncanoidea		Tironiano	Maastrichtiense superior
	3	Heterohelicoidea		Aptiense	Maastrichtiense superior
MF-3	1	Heterohelicoidea	H. globulosa	<u>Santoniense</u>	Maastrichtiense superior
	2	Globotruncanoidea	G. petaloidea	Maastrichtiense medio	Maastrichtiense superior
	3	Globotruncanoidea		Tironiano	Maastrichtiense superior
	4	Globotruncanoidea		Tironiano	Maastrichtiense superior
MF-4	1	Heterohelicoidea		Aptiense	Maastrichtiense superior
	2	Globotruncanoidea		Tironiano	Maastrichtiense superior
MF-6	1	Globotruncanoidea		Tironiano	Maastrichtiense superior
	2	Heterohelicoidea		Aptiense	-
	3	Heterohelicoidea	G. cretacea	Aptiense	Daniano inferior

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. Tomamos los géneros y especies identificadas en esta investigación para indicar estas latitudes. En el Maastrichtiano existe un claro predominio de especies que viven en latitudes tropicales y subtropicales, con destaque para los géneros *Racemiguembelina fructicosa*, *Heterohelix globulosa* y *Globotruncanella petaloidea*. En el Daniano, *Guembelitria cretacea*, que habita en latitudes tropicales-subtropicales a polares-subpolares (Figura 34).

Esto demuestra que luego del evento catastrófico; provocado por el impacto del meteorito en la zona de Yucatán; no cambió el ambiente de sedimentación en la FM. Mícara ya que los microfósiles identificados, tanto en el Maastrichtiano como en el Daniano, vivieron en latitudes similares o muy parecidas. Lo que es confirmado por las características sedimentarias de La Sección La Alcarraza; que se presenta como una turbidita clásica, solo interrumpida por facies conglomeráticas. Esta última aportada por una energía externa. Al disiparse la energía, la sedimentación continúa normal, incluso con la misma tasa de sedimentación de antes del evento catastrófico.

Periodo	Epoca	Edad	Foraminíferos Planctónicos	Paleolatitudes		
				Tropical- Subt.	Templado	Polar- Subp.
Paleógeno	Paleoceno	Daniense	Gembelitra cretacea			
Cretácico	Superior	Maastrichtiense	Heterohelix globulosa			
			Racemiguembelina fructicosa			
			Globotruncanella petaloidea			

Leyenda

	Abundante
	Presente
	Ausente

Figura 34. Distribución de foraminíferos planctónicos de la Fm. Mícará, sección La Alcarraza por paleolatitudes.

Conclusiones

- 1.** Por las características morfoestructurales, los microfósiles estudiados se dividen en dos grupos: los que tienen testas multiseriadas, de forma triangular a subtriangular y cámaras redondeadas; y los que presentan concha trocoespiralada, con cámaras globulosas y abertura umbilical a extraumbilical.
- 2.** Se identificaron 12 especímenes de foraminíferos plantónicos pertenecientes a las superfamilias Globotruncanoida y Heterohelicoidea: *Racemiguembelina fructicosa*, *Heterohelix globulosa* y *Globotruncanella petaloidea* de edad Maastrichtiano; y *Guembelitra cretacea*, única especie de foraminíferos planctónicos sobreviviente a la extinción del límite Cretácico/Paleógeno, asociada a entidades reelaboradas del Cretácico superior.
- 3.** Las entidades paleobiológicas fueron sometidas a procesos taxonómicos pre y pos enterramiento; tales como: necrocinesis, disolución, recristalización, reelaboración tafonómica y procesos destructivos.

Recomendaciones

- ✓ Realizar el estudio paleoambiental del Tránsito Cretácico Superior/Paleógeno Inferior en la Formación Mícara, sección La Alcarraza con los datos obtenidos en esta investigación.
- ✓ Realizar la micropaleontología del Tránsito Cretácico Superior/Paleógeno Inferior en el resto de las secciones de la Formación Mícara pertenecientes a la Cuenca Sagua, así como, para el resto de las formaciones de esta edad en la misma (Formación Gran Tierra y La Picota)

Bibliografía

- ✓ Álvarez, L. W., Álvarez, W., Asaro, F. & Michel, H. V. 1980. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, 208, 1195–1108.
- ✓ Arenillas, I., Alagret, L., Arz, J. A., Molina, E. 2000. El uso didáctico de los foraminíferos en la enseñanza de ciencias de la tierra: su distribución paleoceanográfica en el tránsito Cretácico-Terciario. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 2000 (8.2), 108-118
- ✓ Arz, J. A., Arenillas, I., Molina, E., Dupuis, Ch., 1999. los efectos tafonómicos y signor-lipps sobre la extinción en masa de foraminíferos plantónicos en el límite Cretácico/Paleógeno de Elles (Túnez). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 12 (2): 251-267.
- ✓ Arz, J. A., I. Arenillas, E. Molina, R. Sepúlveda, 2000. La estabilidad evolutiva de los foraminíferos planctónicos en el Maastrichtiano Superior y su extinción en el límite Cretácico/Paleógeno de Caravaca, España. *Revista Geológica de Chile (Chile)*, 27(1): 27-47.
- ✓ Arz, J. A., Arenillas, I., Molina, E. 2002. Bioestratigrafía y cronoestratigrafía con foraminíferos planctónicos del Campaniense superior y Maastrichtiano de latitudes templadas y subtropicales (España, Francia y Túnez). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 224: 161-195; Stuttgart.
- ✓ Arz, J. A., Alegret, L. & Arenillas, I. 2004. Foraminiferal biostratigraphy and paleoenvironmental reconstruction at Yaxcopoil-1 drill hole (Chicxulub crater, Yucatan Peninsula). *Meteoritics & Planetary Science*, 39, 1099-1111.
- ✓ Baceta, J. I., Bernaola, G., Orue-Etxebarria, X., Apellanz, E., Pujalte, V., Caballero, F. 2005. Contribuciones del Pirineo Vasco al conocimiento de la crisis biológica del límite Cretácico/Paleógeno. *Munibe (Antropología-Arkeología)*, 57: 55-66.
- ✓ Bohor, B. F. 1996. A sediment gravity flow hypothesis for siliciclastic units at the K/T boundary, northeastern Mexico. *Geological Society of America Special Paper*, 307, 183-196.

- ✓ Bralower, T. J., Paull, C. K. & Leckie, R. M. 1998. The Cretaceous/Tertiary boundary cocktail: Chicxulub impact triggers marine collapse and extensive sediment gravity flows. *Geology*, 26, 331-334.
- ✓ Colectivo de autores. 2014: *Léxico Estratigráfico de Cuba 2013*. 3^{ra}. Centro Nacional de Información Geológica, La Habana, 458.
- ✓ Crespo, E., Quintas, F. 2003. Posible origen catastrófico de las secuencias asociadas al límite K/T en Cuba Oriental. *Minería y Geología* Nos. 1-2, 37-42.
- ✓ d'Hondt, S. 2005. Consequences of the Cretaceous/Paleogene mass extinction for marine ecosystems. *Annual review of ecology, evolution, and Systematics*, 36, 295-317.
- ✓ de Huelbes Alonso, Jorge. 1986: *Paleontología*. Pueblo y Educación, La Habana, 296 p.
- ✓ Díaz, C., Iturralde, M., García, D. 2001. Evidencias del "coctel" paleontológico del límite Cretácico-Terciario en Cuba Occidental. En: *Memorias Geomin 2001*, La Habana, Cuba, 19-23 de marzo, 24-30.
- ✓ Fernández López, S. R. 2000: *Temas de Tafonomía*. Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Madrid, 167p.
- ✓ Fernández, J., Blanco, S., Pérez, L. Acerca del límite Cretácico/Paleógeno en pozos de la franja Norte de crudos pesados de Cuba. Segunda Convención Cubana de Ciencias de la Tierra, Geociencias, 2007. *Memorias en CD-ROM*, La Habana, 20-23 de marzo.
- ✓ García, D. E., Delgado, R., Díaz, C., Pérez, R. 2001. El límite Cretácico-Terciario en la región de Babiney, Provincia Granma, Cuba. En: *Memorias Geomin 2001*, La Habana, Cuba, 19-23 de marzo, 12-21.
- ✓ Gardin, S. & Monechi, S. 1998. Palaeoecological change in middle to low latitude calcareous nannoplankton at the Cretaceous/Tertiary boundary. *Bulletin de la Société géologique de France*, 169, 709-723.
- ✓ Hemleben, Ch., Spindler, M. y Anderson, O. R. 1979. *Modern Planktonic Foraminifera*, Springer-Verlag, I-363.

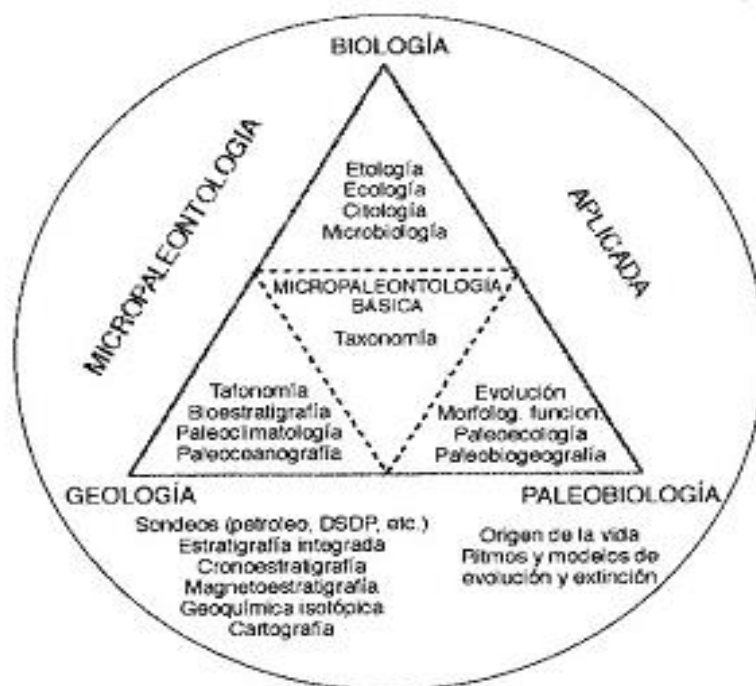
- ✓ Hildebrand, A. R., Penfield, G. T., Kring, D. A., Pilkington, M., Camargo, A. Z., Jacobsen, S. B. & Boynton, W. V. 1991. Chicxulub Crater: a possible Cretaceous/Tertiary boundary impact crater on the Yucatan Peninsula, Mexico. *Geology*, 19, 867-871.
- ✓ Hollis, C. J. 2003. The Cretaceous/Tertiary boundary event in New Zealand: profiling mass extinction. *New Zealand Journal of geology and geophysics*, 46, 307–321.
- ✓ Hsü, K. J. & McKenzie, J. A. 1985. A “strangelove” ocean in the earliest Tertiary. In: *geophysical Monographs 32: the Carbon Cycle and Atmospheric Co 2; Natural Variations Archean to Present* (eds. E. T. Sundquist & W. S. Broecker). AGU, Washington D.C., 487-492.
- ✓ Hsü, K. J., He, Q., McKenzie, J., Weissert, H., Perch-Nielsen, K., Oberhaensli, H., Kelts, K., LaBrecque, J., Tauxe, L., Kraehenbuehl, U., Percival, S. F., Wright, R., Karpoff, A. M., Petersen, N., Tucker, P., Poore, R. Z., Gombos, A., Pisciotto, K., Carman, M. F. Jr. & Schreiber, E. 1982. Mass mortality and its environmental and evolutionary consequences. *Science*, 216, 249-256.
- ✓ Loeblich, A. R., y Tappan, H. 1987. *Foraminiferal general and their clasification*. Van Nostrand Reinhold Company (ed). 2 Vol. 970.
- ✓ Loeblich, A. R., y Tappan, H. 1988. *Foraminiferal Evolution. Diversification and Extinction*. *Journal of Paleontology*, 62(5), 695-714.
- ✓ Molina, E., 2002. *Micropaleontología*. Zaragoza: Prensas Universitarias de Zaragoza: 634p.
- ✓ Molina, E., Arenillas, I. & Arz, J. A. 1998. Mass extinction in planktic foraminifera at the Cretaceous/Tertiary boundary in subtropical and temperate latitudes. *Bulletin de la Société géologique de France*, 169, 351-363.
- ✓ Molina, E., Arenillas J. I., Arz, J.A., Díaz, C., García, D., Meléndez, A., Rojas, R. *Micropaleontología, cronoestratigrafía y sedimentología del límite Cretácico/Paleógeno en el noroeste de Cuba*. *Geogaceta*, 32, 287-290.

- ✓ Molina, E. 2004: Micropaleontología. 2^{da}. Prensas Universitarias de Zaragoza, Zaragoza, 704.
- ✓ Nederbragt, A. J., 1991: Late Cretaceous biostratigraphy and development of Heterohellicidae (planktic foraminifera). *Micropaleontology*, vol.37, No. 4, 329-372.
- ✓ Olsson M. R., Weissert, H., Perch-Nielsen, K., Oberhaensli, 1999: Late Danian biostratigraphy and development of Globotruncanoidea (planktic foraminifera). *Micropaleontology*, vol.50, No. 7, 218-256.
- ✓ Polanco, P.L., 2016: Estudio sedimentológico de las formaciones del límite Cretácico/Paleógeno en secciones de la cuenca Sagua de Tánamo. Dr. Reinaldo Rojas Consuegra (Tutor). Instituto Superior Minero Metalúrgico. 63p.
- ✓ Rubilar R. A. 2007. Micropaleontología. Paleontología (GL34A). Universidad de Chile (Chile).1-6.
- ✓ Sharpton, V. L., Dalrymple, G. B., Marín, L. E., Ryder, G., Schuraytz, B. C. & Urrutia-Fucugauchi, J. 1992. New links between the Chicxulub impact structure and the Cretaceous/Tertiary boundary. *Nature*, 359, 819-821.
- ✓ Smit, J. 1990. Meteorite impact, extinctions and the Cretaceous-Tertiary Boundary. *Geologie en Mijnbouw*, 69, 187-204.
- ✓ Smit, J. & Hertogen, J. 1980. An extraterrestrial event at the Cretaceous-Tertiary boundary. *Nature*, 285, 198-200.
- ✓ Smit, J. & Ten Kate, W. G. H. Z. 1982. Trace-element patterns at the Cretaceous-Tertiary boundary-Consequences of a large impact. *Cretaceous research*, 3, 307-332.
- ✓ Smit, J. & Romein, A. J. T. 1985. A sequence of events across the Cretaceous-Tertiary boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 74, 155-170.
- ✓ Smit, J., Roep, Th. B., Alvarez, W., Montanari, A., Claeys, P., Grajales-Nishimura, J. M. & Bermudez, J. 1996. Coarse-grained, clastic sandstone complex at the Cretaceous/Tertiary boundary around the Gulf of Mexico:

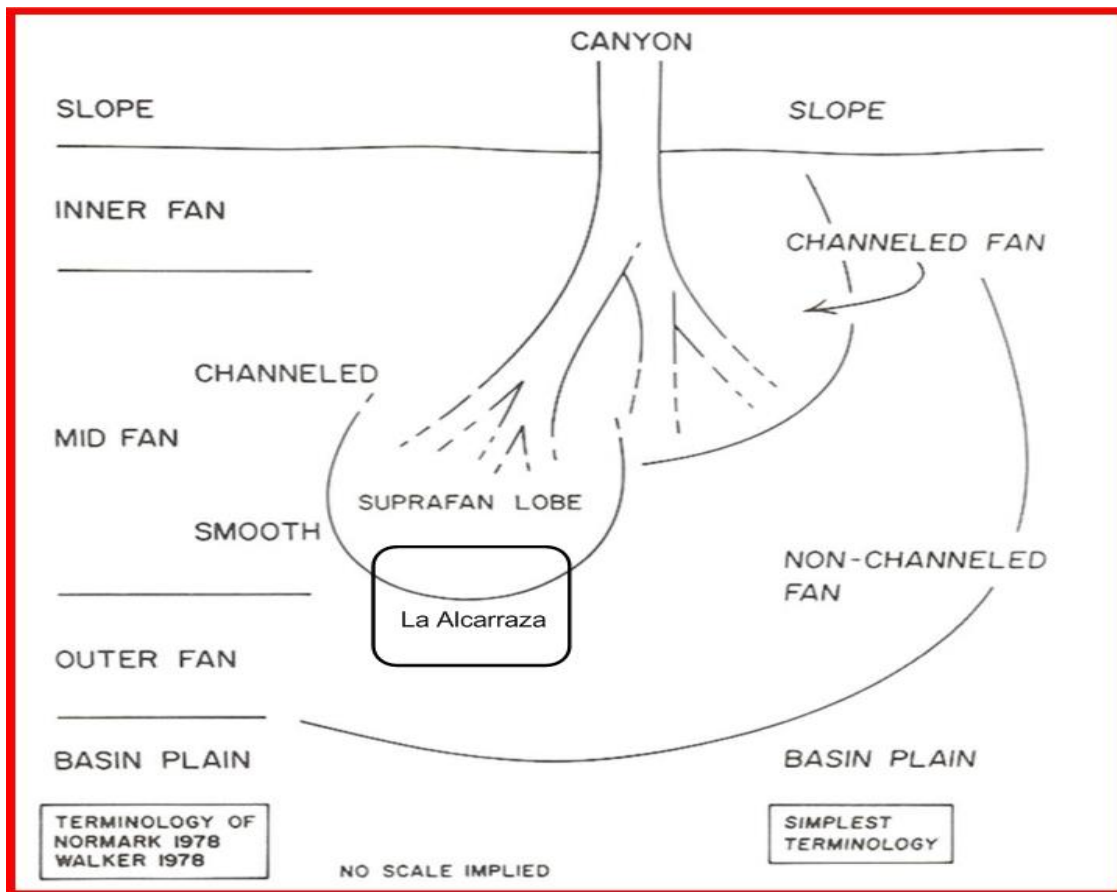
Deposition by tsunami waves induced by the Chicxulub impact? Geological Society of America Special Paper, 307, 151-182.

- ✓ Soria, A. R., Liesa-Carrera, C. L., Mata, M. P., Arz, J. A., Alegret, L., Arenillas, I. & Meléndez, A. 2001. Slumping and a sandbar deposit at the Cretaceous/Tertiary in the El Tecolote sector (northeastern Mexico): An impact induced sediment, 74, 155-170.

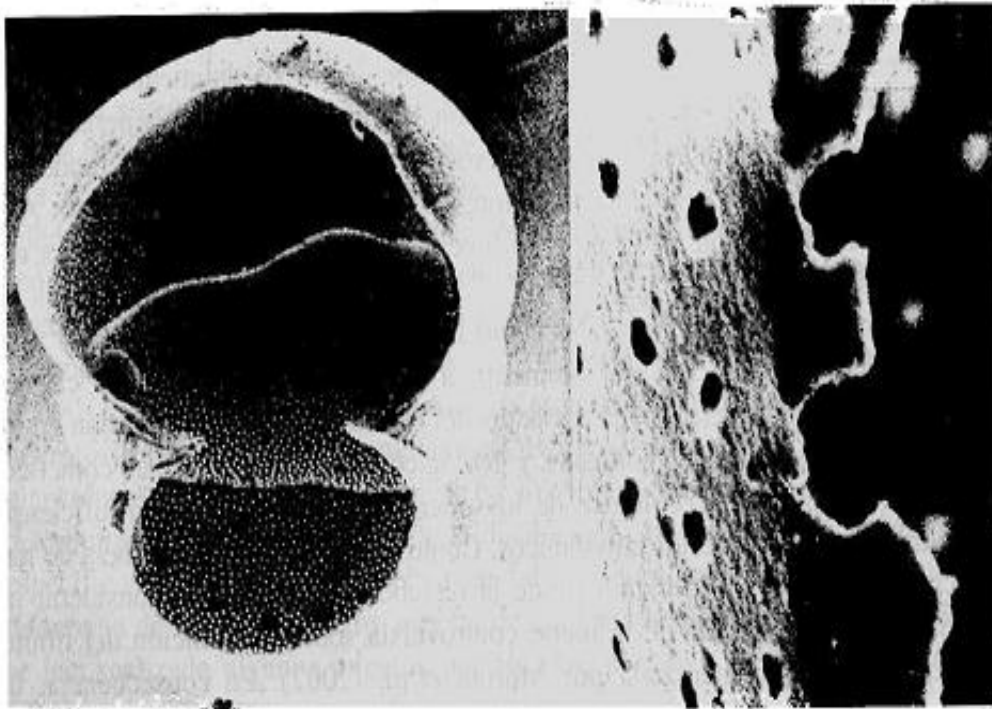
Anexos



Anexo 1. Campo de aplicación de la Micropaleontología en relación con otras disciplinas de las ciencias geológicas y biológicas.



Anexo 3. Ambiente deposicional de la Formación Mícara en La Alcarraza. Tomado de Polanco (2016).



Anexo 4. Autolisis en *Hastigerina* pelágica, mostrando la disolución de septos por reabsorción. Fotos de Hemleben et al. (1979).