



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

BIOESTRATIGRAFIA BASADA EN FORAMINIFEROS DE UNA
SECCION DEL NEOGENO DEL AREA DE SAYULA,
VERACRUZ, MEXICO.

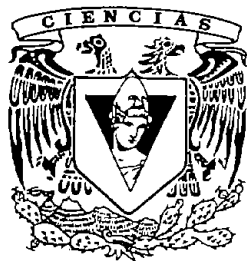
T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE

B I O L O G O

P R E S E N T A

HUGO CASTELLANOS GARCIA



FACULTAD DE CIENCIAS
UNAM

DIRECTOR DE TESIS: DRA. ANA LUISA CARREÑO

m340065

2005



FACULTAD DE CIENCIAS
SECCION ESCOLAR



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Autorizo a la Dirección General de Bibliotecas de la UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el contenido de mi trabajo recepcional.

NOMBRE: Hugo Castellanos Garcia

FECHA: 19/01/2005

Hugo



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

ACT. MAURICIO AGUILAR GONZÁLEZ
Jefe de la División de Estudios Profesionales de la
Facultad de Ciencias
Presente

Comunicamos a usted que hemos revisado el trabajo escrito: **Bioestratigrafía basada en foraminíferos de una sección del Neógeno del área de Sayula, Veracruz, México.**

realizado por **Hugo Castellanos García**

con número de cuenta **09311785-0** , quien cubrió los créditos de la carrera de:
Biología

Dicho trabajo cuenta con nuestro voto aprobatorio.

A t e n t a m e n t e

Director de Tesis Propietario **Dra. Ana Luisa Carreño** *Ana Luisa Carreño*

Propietario **Dra. María del Carmen Perrilliat Montoya** *Ma. Carmen Perrilliat*

Propietario **Dr. Sergio Cevallos Ferriz** *Sergio Cevallos Ferriz*

Suplente **Biol. Edgar Juárez Arriaga** *Edgar Juárez Arriaga*

Suplente **M. en C. Carmen Rosales Domínguez** *Carmen Rosales Domínguez*

Consejo Departamental de Biología

Juan Manuel Rodríguez Chávez
M. en C. Juan Manuel Rodríguez Chávez

FACULTAD DE CIENCIAS



UNIDAD DE ENSEÑANZA DE BIOLOGÍA

AGRADECIMIENTOS

A la Institución que es la base de mi formación académica y humana, *Universidad Nacional Autónoma de México*.

Al *Instituto Mexicano del Petróleo*, por permitirme formar parte del programa "Entrenamientos", periodo bajo el cual se elaboró esta tesis y cuya estancia contribuyó de manera importante en mi formación, además de brindarme ayuda económica.

Al *Instituto de Geología* y su director Dr. Gustavo Tolson Jones, por facilitar el uso de las instalaciones y equipo.

A la M. en C. C. Rosales Domínguez, por facilitarme las muestras con las que se realizó esta tesis, por su disposición, tiempo y ayuda para ingresar como becario al *IMP* bajo su asesoría.

Al Dr. M. Grajales-Nishimura, por su ayuda en el campo, en gabinete y en la elaboración de la columna estratigráfica de este estudio.

A los miembros de mi jurado de tesis, por el apoyo brindado, tiempo empleado, comentarios y recomendaciones que enriquecieron este trabajo, Dra. M. Del C. Perrilliat, Dr. S. Cevallos Ferriz, M. en C. C. Rosales Domínguez y Biól. E. Juárez Arriaga.

A mis Padres y Hermanos, por la comprensión, regaños, compañía y cariño que colaboraron a la formación de cada faceta de mi ser.

A mis amigos (sí, a ustedes, a la bola de borrachos(as) patanes(as), no se hagan los disimulados que estoy hablando de ustedes) y a los más tranquilos, Emilio, Olga, Elva y Maria Elena.

A la Dra. Reyes Salas y a la M. en C. Ángeles García, por su disposición y asistencia en el uso del microscopio electrónico de barrido.

A una persona muy importante, que me escucha, me entiende, me ayuda y me quiere, gracias Rocío.

Mi más sincero agradecimiento a la persona más importante e influyente en mi formación académica, Dra. Ana Luisa Carreño.

ÍNDICE

RESUMEN	4
ABSTRACT	4
INTRODUCCIÓN	6
ÁREA DE ESTUDIO	8
TRABAJOS PREVIOS	10
MARCO GEOLÓGICO	11
ESTRATIGRAFÍA	12
MATERIAL Y MÉTODO	15
Sección Estratigráfica Caseta-Sayula	16
Técnicas de Laboratorio	16
RESULTADOS Y DISCUSIÓN	19
Edad	24
Ambiente de Depósito	29
CONCLUSIONES	32
APÉNDICE	34
LÁMINA 1	37
LÁMINA 2	39
REFERENCIAS	42

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Mapa	9
Figura 2. Columna estratigráfica	18
Figura 3. Abundancia total de foraminíferos	20
Figura 4. Abundancia de foraminíferos por muestra	21
Figura 5. Abundancia de planctónicos	23
Figura 6. Abundancia de bentónicos	24
Figura 7. Alcance estratigráfico	29
Figura 8. Provincias zoogeográficas	33

RESUMEN

Con base en el estudio de foraminíferos, se realizó el análisis bioestratigráfico y la inferencia del ambiente de depósito de una sección superficial medida en la localidad de Sayula de Alemán, Veracruz en el SE de México. La sección corresponde a un paquete sedimentario monótono de marga verde olivo, blanquecina, amarillenta y café. Los resultados obtenidos se presentan en tablas de distribución microfaunística y abundancia que comprenden 57 especies y subespecies identificadas. Con base en los alcances estratigráficos de los foraminíferos planctónicos se establece una edad de Mioceno medio, de acuerdo con los esquemas zonales existentes para bajas latitudes. Las especies más abundantes son *Globigerina praebulloides praebulloides*, *Globigerina quadrilobatus*, *Globorotalia fohsi peripheroacuta* y *Globorotalia fohsi peripheroronda*. El conjunto de foraminíferos bentónicos sugiere un depósito batial superior con un tirante de agua de aproximadamente 200 m, donde predominan las especies *Pullenia bulloides*, *Oridorsalis umbonatus* y *Cibicidoides mantaensis*. Los resultados aquí presentados corroboran la presencia de rocas del Mioceno medio en el área de Sayula, al tiempo que permiten reiterar la importancia de la bioestratigrafía en estudios de exploración petrolera.

ABSTRACT

Based on the study of foraminifers, both the biostratigraphic analysis and the paleoenvironmental interpretation of a superficial section measured within the Sayula de Alemán area, Veracruz at the southeastern portion of Mexico, were performed. This section corresponds to an olive green, whitish, yellowish and brown sedimentary package. The obtained results are presented on microfaunistic distribution and abundance charts which include 57 identified species and subspecies. Founded upon the stratigraphic ranges of the planktonic foraminifers, a middle Miocene age was established in agreement with the low-latitude zonal schemes. The most abundant species are *Globigerina praebulloides praebulloides*, *Globigerina quadrilobatus*, *Globorotalia fohsi peripheroacuta* and *Globorotalia fohsi peripheroronda*. The benthonic

assemblage suggests a two hundred meter water depth outer shelf environment, where *Pullenia bulloides*, *Oridorsalis umbonatus* and *Cibicidoides mantaensis* are abundant. The results here shown corroborate the presence of Miocene rocks at Sayula area, as they confirm the importance of biostratigraphy in petroleum exploration studies.

INTRODUCCIÓN

La estratigrafía se encarga de estudiar e interpretar la naturaleza y disposición de las sucesiones sedimentarias, además de la correlación y ordenación temporal de las rocas estratificadas (Corrales *et al.*, 1977). Para realizar estudios de este tipo se utilizan diferentes unidades estratigráficas que se clasifican de acuerdo a la litología (unidades litoestratigráficas), al contenido fósil (unidades bioestratigráficas) o a la roca depositada (unidades cronoestratigráficas) en un tiempo geológico específico (unidades geocronológicas). Las unidades bioestratigráficas se establecen según las características que presentan los organismos fósiles contenidos en la roca y tienen la ventaja de relacionar los parámetros tiempo y espacio debido a que no son repetitivas (ya que se basan en la evolución biológica); esto brinda una herramienta de suma importancia como lo es la posibilidad de realizar correlaciones (Vera-Torres, 1994).

Los foraminíferos planctónicos es uno de los principales grupos de microfósiles marinos empleados en el análisis bioestratigráfico (Kenneth y Srinivasan, 1983). Esto es posible gracias a algunas de sus características inherentes como la capacidad de habitar todos los ambientes marinos, el rango de distribución latitudinal que presentan (que va desde los polos hasta los trópicos), la abundancia (una muestra puede contener más de 10,000 foraminíferos en un metro cuadrado) y diversidad en los sedimentos (en ambientes tropicales puede exceder de 60 especies en una muestra con 300 foraminíferos), su alcance geológico que comienza en el Cámbrico extendiéndose al presente y los diversos patrones de evolución y extinción de considerable significado biológico y geológico (Culver, 1993). Además de lo anterior, los foraminíferos bentónicos tienen gran utilidad en la realización de reconstrucciones paleoambientales, debido principalmente a la especificidad del ambiente en el que habitan.

Diversos autores han construido esquemas bioestratigráficos (algunos de ellos impulsados por la exploración petrolera, principalmente los correspondientes a California, el Golfo de México y el Caribe) que son aplicados en áreas geográficas y tiempo geológico específico. Estos esquemas se basan en la primera (FAD) y última (LAD) presencia estratigráfica de especies índice de foraminíferos planctónicos,

tomando en cuenta y estableciendo en algunos casos linajes evolutivos (Culver, 1993). Los esquemas más utilizados actualmente para el Neógeno son los desarrollados por Blow y Banner (1965), Blow (1969), Bolli y Saunders (1985) y Berggren *et al.* (1995) para las regiones tropicales y el desarrollado por Jenkins (1967, 1971) para las regiones templadas.

El área de estudio está comprendida dentro de la región tropical, y es reconocida como de importancia económica desde finales del siglo XIX; en 1894 se inauguró un ferrocarril que unía los puertos de Salina Cruz en el Océano Pacífico y Coatzacoalcos en el Golfo de México (García, 1950). Este intento de acortar la ruta marítima entre el Atlántico y el Pacífico trajo consigo los primeros estudios geológicos de la región, por medio de los cuales se reconoció la existencia de emanaciones superficiales de petróleo (García, 1950). Más tarde, en 1902 un excontratista del Ferrocarril Coatzacoalcos-Salina Cruz perforó el primer pozo productivo cerca de Minatitlán, en el rancho San Cristóbal (Cornejo y Hernández, 1950), marcando el inicio del Istmo de Tehuantepec como una zona petrolera altamente productiva.

En la actualidad la zona del sureste de México y sus campos petroleros están siendo objeto de nuevos estudios, los cuales tienen la finalidad de revalorizar las posibilidades petroleras y reanimar la producción de esta zona (Guzmán, 1999). Dentro de este contexto, la industria petrolera demanda fechamientos precisos, estudios cartográficos y estratigráficos con la intención de establecer temporal y espacialmente las unidades de interés en esta zona (Arenillas, 2002). Debido a ello, los estudios bioestratigráficos y paleoambientales presentan un renovado interés, intensificándose el reconocimiento de las unidades de superficie. Es dentro de este marco, que se inserta el presente trabajo que tiene como objetivo el estudio de foraminíferos planctónicos y bentónicos, de una sección del área de Sayula en la Cuenca Salina del Istmo, con el fin de establecer la edad e inferir el ambiente que prevalecía en el momento de depósito.

ÁREA DE ESTUDIO

En el sureste de la República Mexicana se encuentra el Istmo de Tehuantepec, un estrechamiento geográfico que incluye parte de los estados de Veracruz, Oaxaca, Tabasco y Chiapas. Al norte de la parte más angosta del Istmo de Tehuantepec, entre los ríos Tonalá y Coatzacoalcos, se encuentra la Cuenca Salina con una longitud aproximada de 150 Km de oeste-noreste a este-sureste y unos 70 Km de norte-noreste a sur-suroeste (Álvarez, 1950). La extensión de la Cuenca Salina en el sureste de México es reducida si se compara con otras cuencas petrolíferas, como las que se encuentran en Alemania, Arabia, Texas e Irak (Álvarez, 1950).

La sección de estudio denominada Caseta-Sayula se encuentra localizada a 4.5 km al suroeste de la cabecera municipal de Acayucan y a 4.5 km al noreste de la cabecera municipal de Sayula de Alemán (INEGI, 1987, carta E15C14 Acayucan 1:50 000). La sección se encuentra en el libramiento de la Carretera Federal Transístmica No. 185, a unos 600 m al noreste del entronque con la autopista La Tinaja-Coatzacoalcos. Se localiza en las coordenadas $94^{\circ} 56' 07''$ de latitud N y $17^{\circ} 54' 47''$ de longitud W (Figura 1).

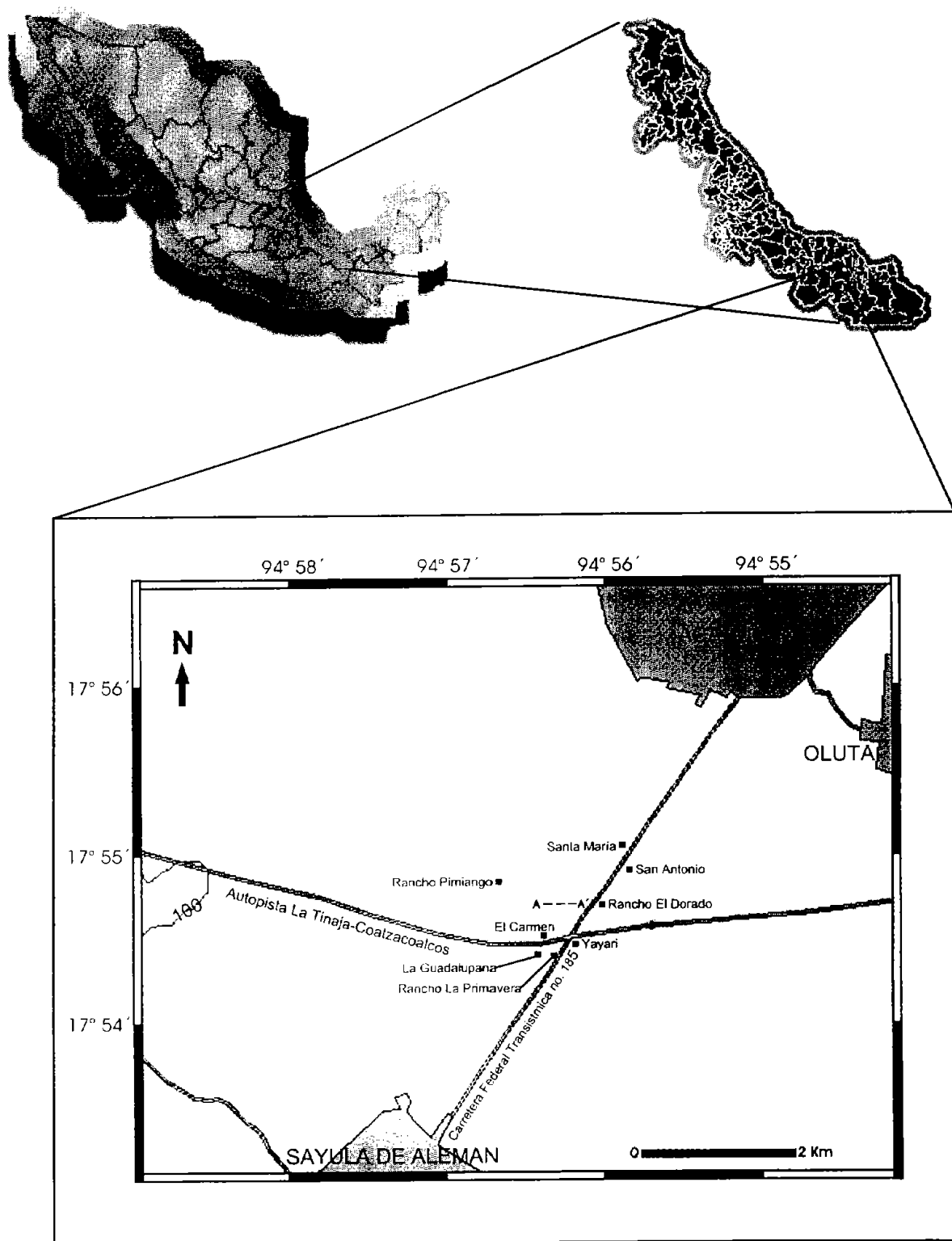


Figura 1. Ubicación del área de estudio (INEGI, 2004).

A — — — A' Sección Caseta-Sayula.

TRABAJOS PREVIOS

Los estudios geológicos en el área comenzaron a fines del siglo XIX con motivo de la construcción de un ferrocarril que cruza el Istmo de Tehuantepec, años después los estudios de geología superficial continúan con motivo de las posibilidades petroleras de la región.

A finales del siglo XIX se lleva a cabo uno de los primeros estudios paleontológicos realizados en la Cuenca Salina, encabezado por Spencer (1897), Böse (1910) y Toulou (1910), en los que se estudian los moluscos recolectados a lo largo de la vía del tren de Tehuantepec.

En 1923 la Compañía Mexicana de Petróleo El Águila realiza los primeros trabajos por métodos geofísicos (balanza de torsión), trabajos que duraron hasta 1936 y que abarcaron toda la faja costera de la Cuenca Salina (García, 1950).

En 1935, Thalmann publica el primer trabajo sobre foraminíferos provenientes de un estrato de la Cuenca Salina, listando especies diagnósticas para cada área de estudio. Un año después Gibson (1936) realiza un trabajo estratigráfico en el área, utilizando foraminíferos bentónicos para subdividir las unidades.

En 1942 Petróleos Mexicanos inicia el reestudio de algunas zonas, así como la exploración de algunas nuevas a través de trabajo gravimétrico (García, 1950).

En la década de los 50 se lleva a cabo un gran número de trabajos; entre 1950 y 1958 se publican 19 artículos geológicos de entre los que destacan los de García (1950), Álvarez (1950), Cornejo y Hernández (1950) y Calderón (1951).

Con base en estudios palinológicos, Salas (1967) fecha la intrusión salina de la Cuenca como del Jurásico Temprano (Liásico) y propone una posible correlación con la formación salina de Louann del noreste de México, Texas y Louisiana.

Un estudio llevado a cabo en el único afloramiento Jurásico marino del área (Contreras y Castellón, 1968), sugiere una edad pre-Kimmeridgiana para la intrusión salina.

Años después PEMEX publica un manual de foraminíferos bentónicos (Sansores y Flores-Covarrubias, 1972), este trabajo es una compilación de especies diagnósticas del Mioceno y Plioceno de la Cuenca Salina.

Uno de los trabajos más importantes en foraminíferos bentónicos es el realizado por Kohl (1985), en el que ilustra una gran cantidad de las especies del Plioceno temprano del área; mientras que en el ámbito de los foraminíferos planctónicos los trabajos más importantes son los realizados por Akers (1972, 1979, 1980) y Akers y Koeppel (1973), quienes asignan la edad de varias formaciones del Istmo de Tehuantepec (algunas pertenecientes a la Cuenca Salina) con base en nanopláncton calcáreo y foraminíferos planctónicos.

González (1994) establece zonas válidas para el Neógeno con base en foraminíferos planctónicos y bentónicos de la zona del Sureste de México, haciendo especial énfasis en el alcance estratigráfico restringido de varios de los foraminíferos bentónicos de esta zona.

Rosales-Domínguez (en proceso) establece un marco cronoestratigráfico, integrando datos bioestratigráficos, fechamientos magnetoestratigráficos, radiométricos e isotópicos para rocas del Oligoceno-Mioceno pertenecientes a la Cuenca Salina del Istmo.

MARCO GEOLÓGICO

El Istmo de Tehuantepec está constituido por cinco regiones tectónicas reconocibles (Kohl, 1985):

1. Macizo de la Sierra San Andrés Tuxtla
2. Macizo de la Sierra Madre del Sur
3. Zona metamórfica del Istmo
4. Anticlinal de la Sierra Madre
5. Cuenca Salina

La Cuenca Salina está limitada por el Golfo de México al norte, el anticlinal de la Sierra Madre al sur, la Sierra San Andrés Tuxtla al oeste y el río Tonalá al este. Su constitución principal es de material siliciclástico aportado por la región montañosa de la Sierra Madre del Sur y material piroclástico aportado por la región volcánica de la Sierra San Andrés Tuxtla (Kohl, 1985).

La Cuenca Salina del Istmo se origina cuando el mar que cubría toda la región sur de México comienza a retirarse por la acción del levantamiento de la costa occidental en el Cretácico Tardío (López-Ramos, 1981). Posteriormente ocurre uno de los principales eventos que le brindan a la Cuenca Salina su estructura actual, el desplazamiento del Macizo de Chiapas iniciado en el Paleoceno, y que produjo un gran número de pliegues y fallas debido al empuje en el margen del Macizo de San Andrés (López-Ramos, 1981). Durante el Oligoceno se produjo un hundimiento gradual de la cuenca, que sumado a las fallas y pliegues existentes, permitió la penetración de grandes masas salinas, hecho del cual deriva el nombre actual de la cuenca (Álvarez, 1950).

Durante el Mioceno Temprano inician extensos e intensos movimientos que continuaron hasta el Plioceno, lo que propició que todas las rocas de esta área se encuentren plegadas (Álvarez, 1950). Por otro lado, durante el Mioceno medio el Istmo de Tehuantepec parece estar caracterizado por una continua regresión del mar, lo que dio lugar a una disminución gradual en la profundidad del agua, esto está reflejado en un ciclo de sedimentación que comienza con lutitas de la Formación Concepción Superior, pasando gradualmente a arenisca marina, depósitos de aguas salobres y aún de aguas dulces en Paraje Solo (Álvarez, 1950).

ESTRATIGRAFÍA

En la zona de estudio, en áreas cercanas al límite oriental de la Sierra Madre, principalmente en Temascal, Playa Vicente y Tuxtepec se encuentran ampliamente distribuidas rocas pertenecientes al Mioceno. Este paquete de rocas ha sido dividido en unidades litoestratigráficas diferentes y asignadas de acuerdo con su contenido fósil a diferentes edades, mismas que se mencionan brevemente a continuación.

Formación La Laja.- Descrita originalmente por Tschop (1924), para designar un conglomerado basal seguido de una sucesión de rocas clásticas con predominancia de lutita bien estratificada con un espesor aproximado de 1,000 m Gibson (1936), Thalmann (1935) y Sansores y Flores-Covarrubias (1972) consideran a esta formación como del Oligoceno superior, en tanto que Akers (1980) la asigna al Mioceno inferior.

De acuerdo con López-Ramos (1981) esta unidad en su porción occidental se encuentra fuertemente erosionada, mientras que en la parte oriental está completa con un espesor máximo de 520 m, considerándola como un depósito ocurrido a profundidades mayores de 3,000 m.

Formación Depósito.- La primera descripción de esta formación fue hecha por Tschop (1924), para referirse a una sucesión de lutita y toba con ocasionales capas de arena delgada y con mayor frecuencia de horizontes bien definidos de ceniza volcánica (López-Ramos, 1981). Thalmann (1935) al igual que Gibson (1936) la designa como perteneciente al Oligoceno superior, mientras que Sansores y Flores-Covarrubias (1972) la subdividen en dos unidades, Depósito inferior (Mioceno inferior) y Depósito superior (Mioceno medio) mientras que Akers (1980) la consideró como del Mioceno medio. El ambiente de depósito para esta formación se encuentra entre los 1,500 y 2,000 m a los 3,000 m de profundidad, (Sansores y Flores-Covarrubias, 1972).

Formación Encanto.- Esta unidad fue descrita originalmente por Thalmann (1935), como Formación Ixhuatlan. Sin embargo, Gibson (1936) sustituye este nombre por el de Encanto asignándola al Mioceno inferior. La unidad está constituida por lutita gris verdoso con un bajo porcentaje de arena, abundantes fragmentos de pirita, intercalaciones de arenisca, fragmentos de caliza gris y crema, cuarzo, pedernal y capas de arena productoras de aceite. En algunas áreas existe horizontes de ceniza volcánica, además de presentar horizontes brechoides de caliza gris crema a azul contenidos en una extensa matriz de marga (López-Ramos, 1981). De acuerdo con López-Ramos (1981), en su porción oriental alcanza su máximo espesor de 565 m. Sansores y Flores-Covarrubias (1972) y Akers (1979) consideran a esta unidad como del Mioceno medio, mientras que Kohl la asigna al Plioceno. Con base en observaciones de campo Kohl (1985) ha sugerido que las Formaciones Concepción y Encanto no son distinguibles litológicamente y sólo pueden ser reconocidas con base en la fauna existente. Las especies presentes en esta formación indican un ambiente de depósito comprendido entre los 300 y 700 m de profundidad (Sansores y Flores-Covarrubias, 1972).

Formación Concepción.- Propuesta y asignada al Mioceno inferior por Thalmann (1935). Posteriormente la unidad es dividida en dos miembros por Gibson (1936).

Concepción inferior está constituida litológicamente por lutita arenosa gris claro y gris verdoso, estratificadas y con presencia de capas de arena, contiene fragmentos de pirita, laminillas de mica y delgadas intercalaciones de arenisca compacta de grano fino con un espesor de 350 m (López-Ramos, 1981). Los foraminíferos bentónicos sugieren una profundidad de depósito entre los 100 y 200 m (Sansores y Flores-Covarrubias, 1972). El miembro Concepción superior está constituido por lutita y arcilla gris a gris-azul que intertemperiza gris amarillento, también presenta intercalaciones de arena (López-Ramos, 1981), hacia la cima se encuentran conglomerados formados de fragmentos de rocas volcánicas. Su contacto con la Formación Filisola puede reconocerse por la presencia de intercalaciones lenticulares de arenisca de grano fino (López-Ramos, 1981). Con base en las especies de foraminíferos bentónicos se le asigna un ambiente de depósito comprendido entre los 100 y 210 m (Sansores y Flores-Covarrubias, 1972). Los espesores de esta formación alcanzan hasta 300 m (López-Ramos, 1981). Gibson (1936) y Sansores y Flores-Covarrubias (1972) propusieron una edad de Mioceno Tardío para esta formación, y Akers y Koepfel (1973) con base en nanopláncton calcáreo y foraminíferos asignaron estos estratos al Plioceno inferior.

Formación Filisola.- Propuesta y asignada al Mioceno inferior por Thalmann (1935). Su base está constituida por un conglomerado de origen volcánico con partículas del tamaño de grava, gravillas y arenas de grano grueso gris a gris amarillento y algunas intercalaciones de arenisca y arcilla tobácea gris al amarillo ocre (López-Ramos, 1981). En su parte media presenta arenisca muy calcárea de grano fino gris azul a gris claro que intertemperiza a ocre (López-Ramos, 1981). La parte inferior está constituida por capas de arenisca compacta gris azul de grano fino con espesores de entre 1 y 10 cm, alternadas con bancos delgados y gruesos de arenisca arcillosa consolidada (López-Ramos, 1981). Sansores y Flores-Covarrubias (1972) asignan esta formación al Mioceno medio, Akers (1979) propone una edad del Plioceno temprano y López-Ramos (1981) la asigna al Mioceno superior. El espesor estimado es de aproximadamente 150 m (López-Ramos, 1981).

Cedral.- Descrita por Castillo-Tejero (1955), quien la asigna al Mioceno superior. Consiste de una sucesión de arenisca, lutita y conglomerado, rojizos amarillentos y a

veces grises; contiene también capas delgadas de lutita plástica gris azulosa (López-Ramos, 1981). Ha sido considerada como un depósito continental carente de fauna (tanto de macrofósiles como de microfósiles). Gibson (1936) y Sansores y Flores-Covarrubias (1972) la sitúan en el Mioceno superior. Los espesores varían de 300 a 500 m (López-Ramos, 1981).

Agueguexquite.- Descrita por Thalmann (1934), quien la asigna al límite Mioceno inferior-Mioceno medio. En la base se aprecia conglomerado grueso, además de una sucesión de arenisca gris parduzco y café con intercalaciones de arcilla lignítica azul-grisáceo y lutita gris oscuro. Gibson (1936) propone una edad del Mioceno medio para esta unidad, mientras que Sansores y Flores-Covarrubias (1972) la designan como del Mioceno superior. El ambiente de depósito varía de plataforma interna a plataforma media dependiendo el área, es decir, profundidades englobadas entre la línea de costa y los 100 m (Sansores y Flores-Covarrubias, 1972).

Cabe mencionar que Kohl (1985) hace notar que las formaciones Encanto (Plioceno, N19) y Concepción superior (Plioceno, N19-N20) e inferior (Plioceno, N19), no son reconocibles como unidades litoestratigráficas en el campo, por lo que en su trabajo las redefine como zonas de asociación, basadas en los conjuntos de foraminíferos bentónicos índice y correlacionándolas con las zonas del Neógeno de Blow (1969).

MATERIAL Y MÉTODO

El material utilizado para la realización de esta investigación fue recolectado por el Dr. Manual Grajales-Nishimura y la M. en C. Carmen Rosales Domínguez del Instituto Mexicano del Petróleo, las muestras fueron cedidas amablemente al autor para su estudio micropaleontológico.

La salida de campo fue realizada entre el 15 y el 19 de marzo de 2003. Se llevó a cabo la identificación de los diferentes cuerpos de roca aflorantes en el área. Posteriormente se realizó la identificación de cimas y bases, así como medición de los afloramientos (espesor, rumbo y echado). Para la realización del muestreo y

levantamiento de la columna estratigráfica se siguió el procedimiento desarrollado por Miall (1990).

Sección Estratigráfica Caseta-Sayula

La Sección Caseta-Sayula tiene un espesor total de 48 m y está constituida por una sucesión sedimentaria monótona de margas con abundantes detritos de origen volcánico. La influencia volcánica se hace evidente en la presencia de una capa de toba hacia la parte media de la sección. Este conjunto de rocas aflora en las coordenadas $94^{\circ} 56' 07'' \text{N}$ y $17^{\circ} 54' 47'' \text{W}$ (Figura 1).

El contacto inferior no se observa, mientras que la cima está cubierta por suelo por lo que su relación con las unidades que le infra- y sobreyacen se desconoce. Las rocas aflorantes presentan una inclinación de $N30^{\circ}\text{-E}22^{\circ}$, y se caracteriza por la presencia de capas de margas en tonos verde olivo, verde claro, blanquecino, amarillento y café con espesores que van de los 40 a los 80 cm. Hacia el primer cuarto de la sección (~ 12.5 m) se encuentra una capa de toba blanquecina con biotita, con un espesor aproximado de 1 cm. Hacia la cima (~ 40 m) la inclinación de las capas varía de $N40^{\circ}\text{-E}10^{\circ}$ (Figura 2).

Se recolectaron un total de 28 muestras (incluyendo duplicados) tomando como criterio cambios en la litología.

Técnicas de Laboratorio

Las muestras fueron preparadas siguiendo las técnicas tradicionales en micropaleontología para foraminíferos, consistentes en el lavado al chorro de agua de 100 gr. de cada una de las muestras, sobre tamices con abertura de malla de 0.84 mm a 0.149 mm, con el fin de recuperar la fauna presente. El residuo recuperado se colocó en una estufa a una temperatura de 70°C y, una vez seco, se colocó en frascos exclusivos anotando en ellos la información correspondiente para su respectivo control.

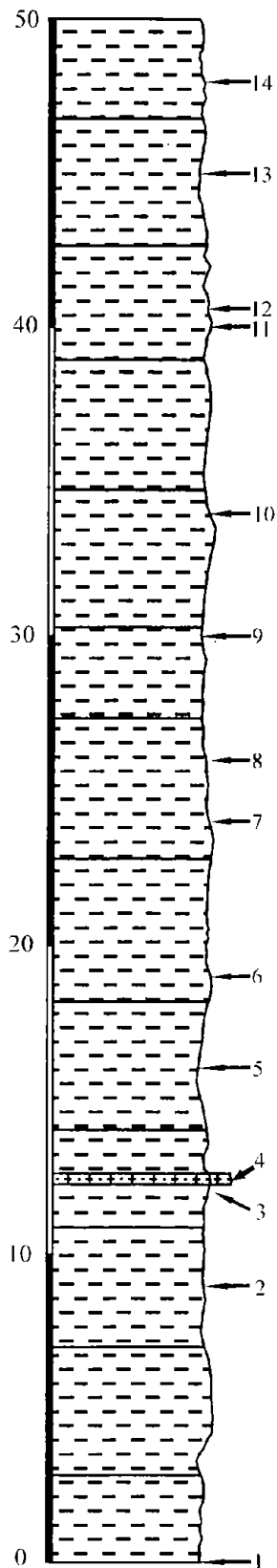
El material volvió a ser tamizado para facilitar su observación en el microscopio estereoscópico, posteriormente fue seleccionado y puesto en placas Plummer. Los foraminíferos fueron separados de acuerdo a sus características morfológicas para

facilitar su identificación a nivel específico, esto último fue realizado con ayuda de bibliografía especializada. Gonzalvo (2002) realiza un recuento detallado de la metodología empleada en microfósiles.

Del total de muestras analizadas, 14 fueron utilizadas para la identificación taxonómica de los organismos; mientras que los duplicados fueron utilizados en el análisis cuantitativo. Para realizar este análisis se contaron los organismos presentes en cada muestra, cuando la cantidad de organismos era muy grande (más de 300 planctónicos y 300 bentónicos) se utilizó un microcuarteador tipo Otto, con el fin de facilitar el conteo, y obtener una alícuota representativa con la que fue posible realizar los estudios cuantitativos.

Las fotografías que ilustran esta tesis fueron tomadas por el autor en un microscopio electrónico de barrido (MEB) modelo JEOL-35C, del Instituto de Geología y corresponden a especies selectas indicadoras de edad o ambiente. Los ejemplares utilizados, están depositados en la colección micropaleontológica del museo de Paleontología, Instituto de Geología, UNAM, con las siglas IGM-765-Mi al IGM-821-Mi

Metros No. De muestra



Parte inferior de la Sección Caseta-Sayula, aflora en el libramiento de la carretera federal transistmica no. 185.

Simbologia

 Toba blanquecina con biotita.

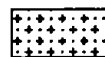
 Marga verde olivo a café

Figura 2. Columna estratigráfica de la Sección Caseta-Sayula, municipio de Acayucan, Veracruz, México.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los foraminíferos planctónicos y bentónicos, fueron recuperados en 13 de las 14 muestras, ya que en la muestra 10 no se encontró fauna. En general, su estado de preservación es bueno, y sólo en algunos casos se observan ejemplares rotos o deformados. Es conveniente remarcar que en algunas muestras se detectó la presencia de ejemplares con una coloración y preservación diferente a la que presenta la mayoría de la fauna asociada, por lo que se les consideró como ejemplares retrabajados y no fueron tomados en cuenta para establecer con ellos la edad o el ambiente.

En general la abundancia es mayor en foraminíferos planctónicos, a excepción de las muestras 1, 2 y 3, (Figuras 3 y 4). Sin embargo, la diversidad es más alta en los foraminíferos bentónicos, con un total de 38 especies contenidas en 27 géneros, mientras que de los planctónicos se identificaron 11 especies y 8 subespecies contenidas en 7 géneros.

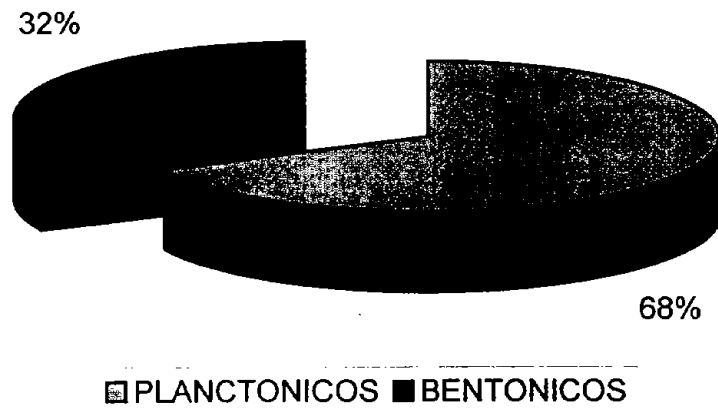


Figura 3. Abundancia cuantitativa de foraminíferos planctónicos y bentónicos recuperados en las muestras de la Sección Caseta-Sayula.

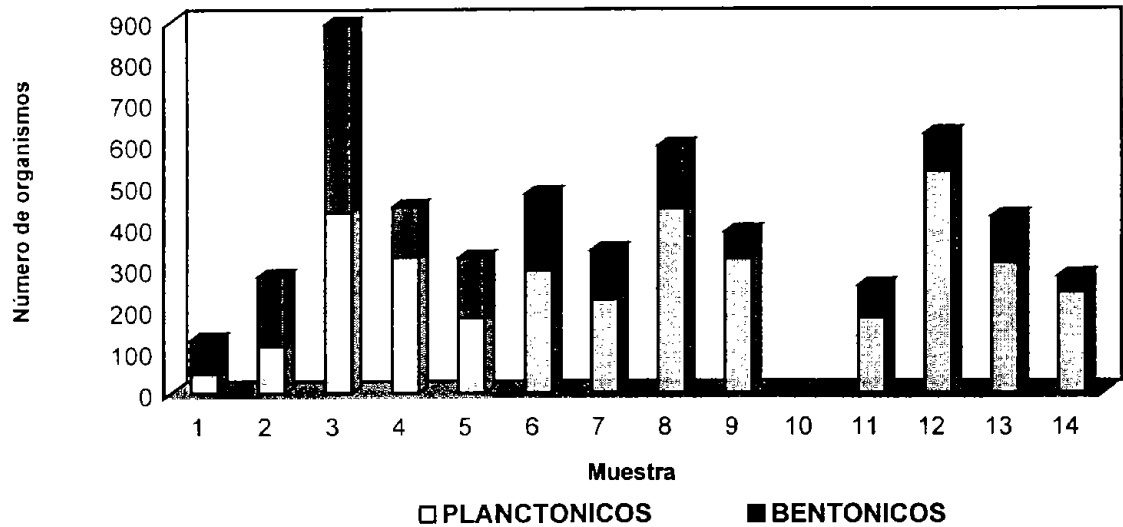


Figura 4. Abundancia cuantitativa de foraminíferos bentónicos y planctónicos en cada una de las muestras.

La abundancia relativa de foraminíferos se graficó de acuerdo a una escala cualitativa para facilitar su observación (figuras 5 y 6), para esto se utilizaron los valores previamente aplicados en el área por Rosales-Domínguez (en proceso): Muy raro (1), raro (2 a 4), poco (5 a 15), frecuente (16 a 25), común (26 a 100) y abundante (101 a 1000).

Tomando en cuenta los valores arriba citados, *Globigerina praebulloides praebulloides* y *Globigerinoides quadrilobatus*, son las especies de foraminíferos planctónicos más abundantes (figura 5), las cuales junto con *Globorotalia fohsi peripheroronda*, *Globorotalia fohsi peripheroacuta* y *Goloborotalia obesa* con una abundancia relativa común, constituyen los taxa dominantes a través de la sección de estudio. El resto de las especies a pesar de tener abundancia relativa de común a frecuente presentan una distribución errática. En el caso de los foraminíferos bentónicos (Figura 6), la abundancia relativa no arroja valores que permitan considerar a ninguna de las especies recuperadas como abundante, además de presentar una distribución muy errática, de tal manera que una especie a lo largo de los diferentes niveles puede tener una abundancia común, frecuente y hasta rara, este es el caso de

Cibicidoides mantaensis, *Nodosaria* sp., *Pullenia bulloides*, *Oridosordalis umbonatus*, *Hoeglundina elegans*, *Anomalinoidea alazanensis*, *Bulimina alazanensis*, *Cibicidoides robertsoniana*, *Fursenkoina pontoni*, *Globobulimina pacifica* y *Pullenia quinqueloba*, mientras que algunas de las especies son consideradas muy raras, además de mostrar una distribución muy errática (*Fissurina bodjonegoroensis*, *Fissurina lucida*, *Lenticulina cultrata*, *Pyrgo* sp. y *Sipnodosaria subspinosa*.

Los géneros de foraminíferos bentónicos más comunes son *Fissurina* (3 especies), *Nodosaria* (3 especies), *Pullenia* (3 especies), *Anomalinoidea* (2 especies), *Brizalina* (2 especies), *Bulimina* (2 especies) y *Cibicidoides* (2 especies). Los géneros de organismos planctónicos más comunes son *Globorotalia* (6 especies y subespecies), *Globigerinoides* (5 especies) y *Globoquadrina* (3 especies y subespecies).

Los taxa identificados en este estudio comprenden un total de 57 (apéndice). Algunas se dejaron en nomenclatura abierta debido a diversos factores que imposibilitaron su identificación específica, tales como, una pobre abundancia, organismos rotos o con un estado de preservación pobre.

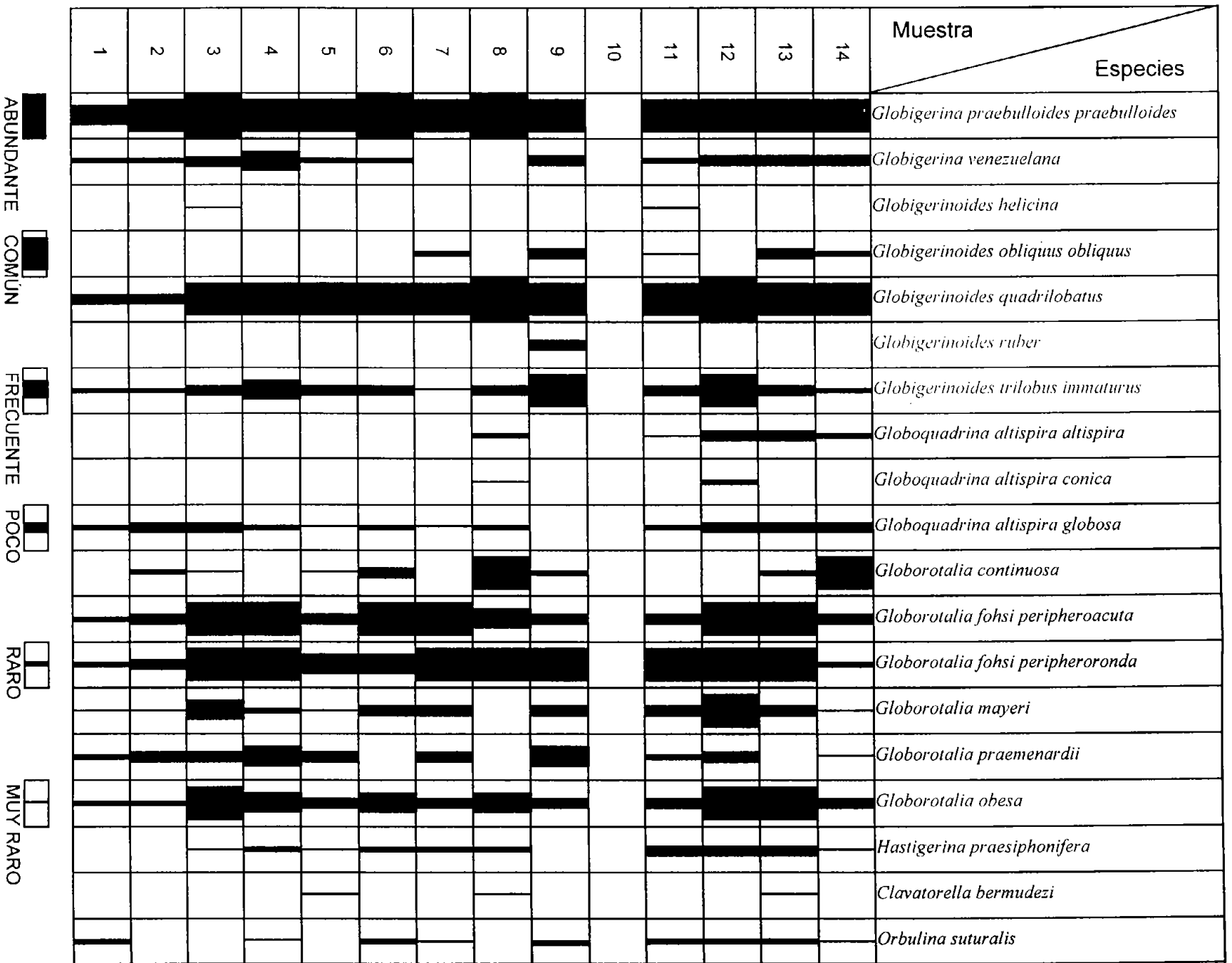


Figura 5. Abundancia y distribución de los foraminíferos planctónicos recuperados en la Sección Caseta-Sayula.

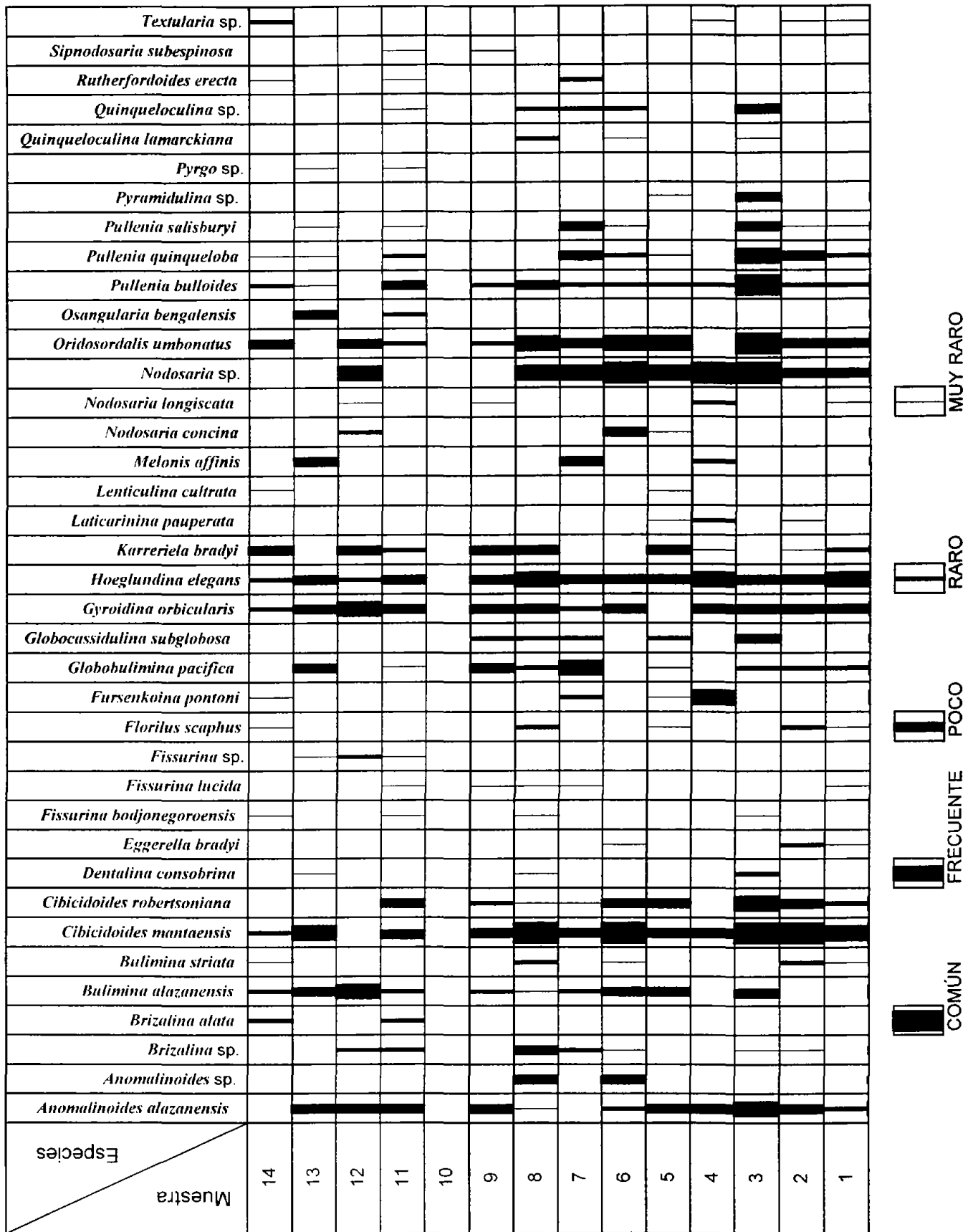


Figura 6. Abundancia y distribución de los foraminíferos bentónicos recuperados en la Sección Caseta-Sayula.

Edad

Los esquemas bioestratigráficos tradicionales propuestos para el Neógeno de regiones tropicales y templadas de Blow (1969), Bolli y Saunders (1985) y Berggren *et al.* (1995), han sido empleados con éxito en zonas cercanas al área de estudio. Sin embargo, en el presente trabajo no es posible utilizarlas con los mismos criterios con los que fueron definidas cada una de las biozonas propuestas en esos esquemas debido a la ausencia de los índices zonales.

A pesar de ello, se considera necesario hasta donde sea posible, emplear alguno de estos esquemas ya que en el presente estudio no es posible proponer un esquema basado en las especies aquí identificadas debido al corto intervalo de tiempo que abarca las rocas que afloran en el área de estudio y a lo incompleto del registro.

Por lo tanto, la edad está basada en los alcances estratigráficos de las especies recobradas y que han sido ampliamente documentadas por los autores arriba citados.

La asociación planctónica encontrada en las muestras colectadas en la Sección Caseta-Sayula esta constituida por ejemplares de *Globoquadrina altispira globosa*, *Globoquadrina altispira altispira*, *Globoquadrina altispira conica*, *Orbulina suturalis*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globigerinoides trilobus immaturus*, *Globorotalia mayeri*, *Globigerina venezuelana*, *Globorotalia obesa*, *Clavatorella bermudezi*, *Globorotalia praemenardii*, *Globorotalia continua*, *Globigerina praebulloides praebulloides*, *Globorotalia fohsi peripheroronda*, *Hastigerina praesiphonifera*, *Globigerinoides obliquus obliquus*, *Globigerinoides helicina*, *Globigerinoides ruber* y *Globorotalia fohsi peripheroacuta*. De acuerdo con los alcances estratigráficos consignados en Bolli y Saunders (1985), este conjunto es característico del Mioceno medio.

Para este intervalo Bolli y Saunders (1985) proponen en su esquema, siete biozonas de las cuales, como ya se mencionó, no es posible reconocer ninguna empleando los criterios correspondientes. Sin embargo, la presencia de *Clavatorella bermudezi* cuyo alcance estratigráfico en el esquema de Bolli y Saunders (*op. cit*) abarca de la base de la Zona *Praeorbulina glomerosa* a la mitad de la Zona *Globorotalia fohsi fohsi*, así como la presencia de *Globorotalia fohsi peripheroronda* con un alcance estratigráfico que comprende de la mitad de la Zona *Catapsidrax stainforthi* a la mitad

de la Zona *Globorotalia fohsi fohsi* (Figura 7), sitúan a la asociación en la parte media de la Zona de *Globorotalia fohsi fohsi*. Mas aún, la presencia de *Globorotalia praemenardii*, que va de la base de la Zona *Globorotalia fohsi fohsi* a la cima de la Zona *Globorotalia fohsi robusta*, es indicativa de una edad máxima equivalente a la parte inferior de la Zona *Globorotalia fohsi fohsi* (Figura 7). Si se observa la distribución de estas especies en la Figura 5, éstas se encuentran distribuidas a todo lo largo de la sección, por lo que la edad que se asigna a la sección Caseta-Sayula en el presente estudio es del Mioceno medio equivalente a la parte inferior de la Zona de *Globorotalia fohsi fohsi* de Bolli y Saunders (1985).

De acuerdo con Bolli y Saunders (op. cit) la Zona de *Globorotalia fohsi fohsi* corresponde a una zona de linaje definida como el intervalo comprendido entre la primera aparición estratigráfica del taxon nominal hasta la primera aparición estratigráfica de *Globorotalia fohsi lobata*. Cabe resaltar que en la sección estudiada no se puede establecer la base y la cima de la biozona, ya que no es posible definir la primera aparición estratigráfica de ambas especies.

La Zona *Globorotalia fohsi fohsi* de Bolli y Saunders (1985) corresponde parcialmente a la zona N10 propuesta por Blow (1969), ya que ésta, es estratigráficamente más joven en comparación con la primera, posiblemente debido a la diferentes especies que utilizan los autores para definir sus biozonas.

La zona N10 (Blow, 1969) esta definida como una zona de intervalo entre la primera aparición evolutiva de *Globorotalia (Turborotalia) peripheroacuta* (base), y la primera aparición evolutiva de *G. (Globorotalia) praefohsi* (cima).

No se identificó esta biozona debido a la presencia de *G. (T.) peripheroronda*, en todas las muestras, hecho que no permite el establecimiento de su primera aparición evolutiva, y por tanto el reconocimiento de la base de la biozona N10, de igual forma la ausencia de *G. (G.) praefohsi* en el material de estudio, imposibilita el reconocimiento de la cima de esta zona.

Si bien no es posible reconocer la base y la cima de esta zona dentro de la sección de estudio, sí es factible proponer que toda la extensión muestreada de la sección se encuentra contenida en esta. La zona N10 se define con base en el rango estratigráfico de la especie *G. (T.) peripheroacuta*, por lo que la presencia de ésta

aunada a la ausencia de *G. (G.) praefohsi*, son indicativos de la pertenencia a esta zona. Sin embargo, la sola combinación de la presencia de *G. (T.) peripheroacuta* con la ausencia de *G. (G.) praefohsi*, no es suficiente para asegurar la pertenencia de las muestras a la zona N10, debido a la posibilidad de que la ausencia de *G. (G.) praefohsi* se deba a un factor distinto al de su aparición evolutiva y considerando que Blow (1969) asigna a *G. (T.) peripheroacuta* un rango que va de la base de la Zona N10 a la última parte de la Zona N12 (? Zona N13). Por lo tanto, se debe tomar en cuenta la evidencia aportada por otras especies de la asociación. La presencia de *Globorotalia (Clavatorella) bermudezi*, especie que según Blow (1969) tiene un alcance estratigráfico que va de la última parte de la Zona N8 a la parte temprana de la zona N10, también debe tomarse a consideración el alcance estratigráfico de *G. (G.) praemenardii praemenardii*, que según Blow (1969), va de base de la Zona N10 (? última parte de la Zona N9) a la cima de la Zona N12 (? Zona N13).

De acuerdo con el esquema zonal de Blow (1969), al intervalo sedimentario comprendido entre las muestras 5 a 13 se le asigna una edad equivalente a la parte inferior de la zona N10 definida por el FAD de *G. (C.) bermudezi* y los LAD's de *G. (G.) praemenardii praemenardii* y *G. (T.) peripheroacuta*.

La Zona N10 de Blow (1969) es equivalente a la Zona M7 *Globorotalia peripheroacuta* del esquema propuesto por Berggren *et al.* (1995). Es una zona de linaje y se define como el intervalo bioestratigráfico entre la primera aparición evolutiva del taxón nominal y la primera aparición evolutiva de *Globorotalia fohsi sensu stricto*.

De las especies empleadas en la definición de la Zona M7 *Globorotalia peripheroacuta* sólo se encuentra presente en la sección de estudio la especie nominal. Por lo tanto, y a pesar que el esquema de Berggren *et al.* (1995) considera equivalentes a la Zona N10 y a la Zona M7, no es posible ubicar temporalmente la asociación encontrada en las muestras con este esquema, debido a que no se puede establecer la base (*G. peripheroacuta* se encuentra en todas las muestras) y cima de la zona con los organismos encontrados.

Esta edad contrasta con el hecho de que para el área de estudio, trabajos basados en microfauna planctónica, asignan una edad pliocénica a las rocas que ahí afloran. Sin embargo, hay que hacer notar que Kohl (1985) menciona en una localidad

cercana a la aquí estudiada (localidad SD-4) la presencia de especímenes de foraminíferos del Mioceno en estratos pliocénicos de la Formación Encanto, particularmente *Globorotalia fohsi periperoronda* cuyo alcance estratigráfico va de la Zona N10 a la zona N12 de Blow (1969). Recientemente, Rosales-Domínguez (en proceso) asigna edad a dos localidades cercanas al área de estudio, considerando una de ellas como del Mioceno inferior y la otra como del Mioceno medio.

Lo anterior parece confirmar por una parte, la edad aquí asignada a la sección Sayula y, por otra, la presencia de rocas de edades comprendidas entre lo que se había considerado como un hiatus entre las formaciones Depósito (Mioceno inferior-medio) y Encanto (Mioceno medio).

MIOCENO		EDAD	ZONA.	
		ZONAS DE FORAMINIFEROS PLANCTÓNICOS. Bolli y Saunders, (1985)		Blow, (1969)
T	M	T		
		<i>Globorotalia humerosa</i>	N 17	
		<i>Globorotalia acostaeensis</i>	N 16	
		<i>Globorotalia menardii</i>	N 15	
		<i>Globorotalia mayeri</i>	N 14	
		<i>Globigerinoides ruber</i>	N 13	
		<i>Globorotalia fohsi robusta</i>	N 12	
		<i>Globorotalia fohsi lobata</i>	N 11	
		<i>Globorotalia fohsi fohsi</i>	N 10	
		<i>Globorotalia fohsi peripheroronda</i>	N 9	
		<i>Praeorbulina glomerosa</i>	N 8	
		<i>Globigerinatella insueta</i>	N 7	
		<i>Catapsidrax staineri</i>	N 6	
		<i>Catapsidrax dissimilis</i>	N 5	
		<i>Globigerinoides primordius</i>	N 4	
				<i>Clavatorella bermudezi</i>
				<i>Globigerina praebulloides praebulloides</i>
				<i>Globigerina venezuelana</i>
				<i>Globigerinoides obliquus obliquus</i>
				<i>Globigerinoides quadrilobatus</i>
				<i>Globigerinoides ruber</i>
				<i>Globigerinoides trilobus immaturus</i>
				<i>Globoquadrina altispira altispira</i>
				<i>Globoquadrina altispira conica</i>
				<i>Globoquadrina altispira globosa</i>
				<i>Globorotalia continuosa</i>
				<i>Globorotalia fohsi peripheroronda</i>
				<i>Globorotalia fohsi peripheroacuta</i>
				<i>Globorotalia mayeri</i>
				<i>Globorotalia praemenardii</i>
				<i>Globorotalia obesa</i>
				<i>Hastigerina praesiphonifera</i>
				<i>Orbulina suturalis</i>

Figura 7. Alcance estratigráfico de las especies planctónicas encontradas en la sección de estudio. Tomado de Bolli y Saunders (1985).

Ambiente de Depósito

Los foraminíferos bentónicos son organismos que viven en ambientes con características muy específicas, tales como: energía del agua, salinidad, presión, temperatura, oxígeno, luz, nutrientes y profundidad. Esta estrecha relación que presenta cada uno de los taxa con el ambiente específico en el que puede habitar es la principal característica que hace a estos organismos una importante herramienta en la reconstrucción paleoambiental.

Existe en la literatura numerosos ejemplos del empleo de esquemas batimétricos que utilizan la distribución actual de los organismos, para la interpretación de la paleoprofundidad a la cual ocurrió un depósito, basado en el conjunto de foraminíferos (biofacie) presente en las rocas, así como en las características de éstas (litofacie).

Sin embargo, hay otros elementos que deben ser tomados en cuenta cuando se emplean estos esquemas batimétricos, tales como las características de los conjuntos. Además, para aplicar confiablemente estos esquemas es necesario conocer si éstos están basados en conjuntos de organismos vivos (biocenosis) o muertos (tanatocenosis) e inclusive organismos alóctonos.

También resulta de gran utilidad considerar la diversidad y abundancia de los foraminíferos, así como la relación de organismos planctónicos y bentónicos encontrados en la muestra de estudio.

Otro aspecto que es importante considerar son los tafonómicos, ya que éstos darán información importante con respecto a si los organismos deben ser considerados o no *in situ* o retrabajados. Este conocimiento aportará información sobre el medio ambiente de depósito o al menos sobre la paleobatimetría.

En la sección Caseta Sayula, se identificaron 38 especies de foraminíferos bentónicos y, aunque su abundancia es variable y la distribución de algunas especies es un poco errática, el conjunto es considerado como el mismo a través de toda la sección estudiada (Figura 6). Como se mencionó en un capítulo anterior, el estado de preservación de los foraminíferos es bueno en general, y sólo en pocos casos se observa ejemplares rotos o deformados y, excepcionalmente, se obtuvieron ejemplares

con una coloración y preservación diferente a la de la mayoría de la microfauna, por lo que se les consideró como ejemplares retrabajados y no fueron tomados en cuenta en ningún análisis. No se observan signos de disolución y sólo unos pocos están recristalizados.

En las Figuras 3 y 4 que muestran la abundancia relativa de foraminíferos a través de la sección estudiada, se observa que los foraminíferos planctónicos son relativamente y, con alguna excepción, más abundantes que los foraminíferos bentónicos. Esta relación es indicativa de un ambiente lejano a la costa, tal vez de mar abierto, o con influencia de corrientes superficiales que proporcionaron al área condiciones ambientales que permitieron el desarrollo de abundantes organismos planctónicos, mismos que por otro lado, son característicos de un ambiente cálido a cálido-templado.

Si analizamos el conjunto de foraminíferos bentónicos bajo los criterios de diferentes esquemas batimétricos, el más cercano al área de estudio es el propuesto por Culver y Buzas (1983), en el cual se incorpora la información de 77 estudios de foraminíferos bentónicos publicados entre 1918 y 1978, utilizándose las 295 especies más comunes (de un total de 848) en 350 localidades (de un total de 426).

De acuerdo con este esquema, el conjunto presente en la sección Caseta-Sayula, está formado por especies que pertenecen a dos provincias (Figura 8): la de plataforma externa caracterizada por *Globocassidulina subglobosa*, *Pullenia quinqueloba*, *Fursenkoina pontoni* y *Quinqueloculina lamarckiana*, y la provincia abisal y de talud caracterizada por *Laticarinina pauperata*, *Bulimina alazanensis*, *Eggerella bradyi*, *Gyroidina orbicularis*, *Cibicides robertsoniana* y *Pullenia bulloides*.

Hay que hacer notar que la Provincia abisal y de talud de Culver y Buzas (1981) incluye una extensa zona que va desde los 200 hasta los 2000 m de profundidad. Para establecer con mayor precisión la profundidad del depósito, dado el extenso rango de este esquema, se consideró para este estudio, el límite superior del conjunto con la mayor profundidad, indicando por tanto un ambiente de depósito batial superior. Por supuesto que cabe la posibilidad de que el conjunto de aguas someras se encuentre transportado hacia el área de mayor profundidad ya sea por deslizamiento de organismos en la pendiente del talud continental, por corrientes marinas de fondo y

derrumbes, entre otros fenómenos. Sin embargo, la presencia de varias especies pertenecientes a la plataforma externa que no muestran signos evidentes de transporte y, tomando en cuenta que Culver y Buzas (1981) reconocen que en sedimentos modernos del área del Golfo de México existe poca evidencia de desplazamiento de especies de plataforma hacia el ambiente abisal, cabe la posibilidad de que el conjunto de Caseta-Sayula incluya un ambiente de depósito de plataforma externa a batial superior, con una profundidad promedio de aproximadamente 200 m.

Reforzando la idea anterior, Culver y Buzas (1983) reconocen que en la parte sur del Golfo de México, en contraste con la parte norte, existen extensas zonas que presentan un alto grado de traslape entre la plataforma externa y la zona de talud (figura 8). Además la sección de estudio está constituida predominantemente por margas que contienen un porcentaje mayoritario de foraminíferos planctónicos (68 %) indicativo de que el ambiente de depósito de las muestras pertenece a un ambiente plataforma externa-batial superior.

Otro aspecto que apoya la interpretación anterior es el hecho de que la fauna de foraminíferos bentónicos recuperada en la sección ha sido mencionada por otros autores en localidades diferentes. Lozano (1955), en muestras de pozo, reconoce que estos depósitos se desarrollaron en la zona batial cercano a la plataforma. Sansores y Flores-Covarrubias (1972) consideran que la profundidad de acuerdo a la sucesión de foraminíferos bentónicos varía de plataforma externa a batial media. Kohl (1981) asigna para los estratos que contienen *Bulimina alazanensis*, *Pullenia quinqueloba*, *Pullenia salisburyi*, *Gyroidina obicularis*, *Laticarinina pauperata*, *Fissurina bodjonegoroensis*, *Karrieriela bradyi*, *Cibicidoides robertsoniana*, *Eggerella brady*, *Hoeglundina elegans* y *Melonis affinis* un ambiente que va de batial superior a batial medio (de 300 m a 700 m de profundidad), mientras que al conjunto formado por *Bulimina striata*, *Fissurina lucida*, *Nodosaria longiscata* y *Pullenia bulloides* es asignado a una profundidad que oscila entre los 180 m a los 700 m. De tal manera que al considerar el límite superior del conjunto más profundo, la asociación indica un ambiente de depósito batial superior para la asociación Caseta-Sayula que contiene todas estas especies.

Es posible contrastar los datos obtenidos en este trabajo con estudios de otros autores, Rosales-Domínguez (en proceso) realiza un trabajo en un área cercana a la

zona de este estudio, en el que ubica el ambiente de depósito como plataforma externa-batial superior y considera una edad del Mioceno medio; estos resultados son concordantes en buena medida con los encontrados en este estudio.

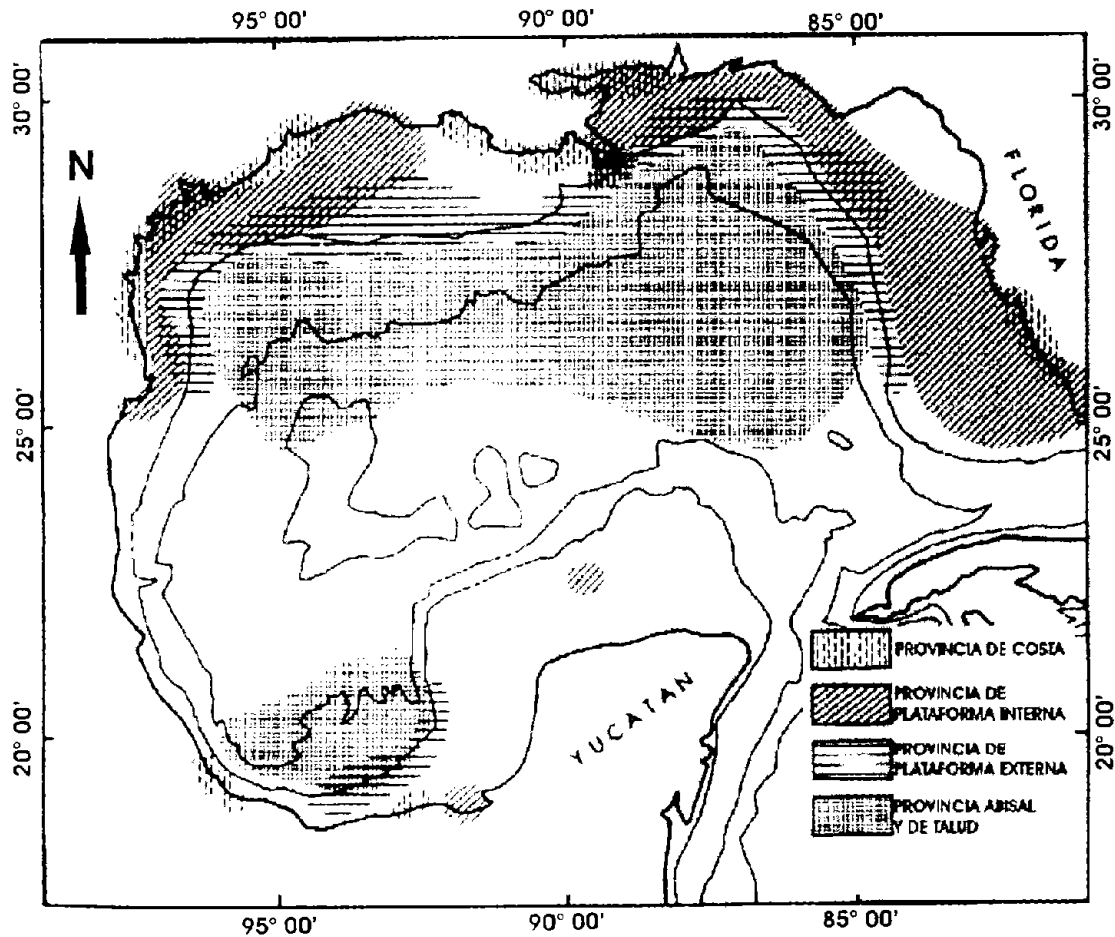


Figura 8. Provincias zoogeográficas en el Golfo de México, se puede apreciar el traslape que existe entre la provincia de plataforma externa y la provincia abisal y de talud. Tomado de Culver y Buzas (1983).

CONCLUSIONES

Debido a la poca extensión y a la monotonía que presenta la sección de estudio, es difícil ubicarla dentro de alguna de las unidades formacionales descritas para el área. Sin embargo, de acuerdo con las consideraciones hechas por López-Ramos (1981) y a

la revisión de las características litológicas de las rocas que afloran en el área de estudio, se reconoce que las rocas presentan una litología similar a la Formación Encanto. Esta designación se apoya también en el mapeo realizado por Kohl (1985), que señala el área dónde se midió la sección de estudio como perteneciente a esta unidad.

Si lo anterior es cierto, con este trabajo se reconoce, por vez primera basada en microfauna planctónica, para la Formación Encanto aflorante en el área de estudio una edad miocénica media aproximadamente, con una edad de acuerdo con los datos establecidos por Berggren *et al.* (1995), de por lo menos 14.8 M. a. equivalente a la base de la Zona N10 de Blow (1969).

De acuerdo con la litología y con la asociación de foraminíferos bentónicos, se reconoce un ambiente de depósito coherente con las interpretaciones de autores diferentes para la formación Encanto.

Los resultados aquí presentados junto con los de Rosales-Domínguez (en proceso), permitirán tener un esquema más completo desde el punto de vista litoestratigráfico y cronoestratigráfico así como de las facies y sus cambios lo que permitirá re-evaluar su potencialidad en el campo de la exploración por hidrocarburos.

APÉNDICE

Listado de foraminíferos bentónicos y planctónicos del Mioceno medio, recobrados en la sección Caseta-Sayula, Veracruz, asignada a la Formación Encanto. Los números IGM corresponden a la colección microfaunística del Museo de Geología, Instituto de Geología, UNAM.

PLANCTÓNICOS

- Clavatorella bermudezi* (Bolli, 1957) Bolli, 1957 IGM-765-Mi
Globigerina praebulloides praebulloides Blow, 1959 IGM-766-Mi
Globigerina venezuelana Hedberg, 1937 IGM-767-Mi
Globigerinoides helicina d'Orbigny, 1839 IGM-768-Mi
Globigerinoides obliquus obliquus Bolli, 1957 IGM-769-Mi
Globigerinoides quadrilobatus (d'Orbigny, 1846) Banner y Blow, 1960 IGM-770-Mi
Globigerinoides ruber (d'Orbigny, 1839) Banner y Blow, 1960 IGM-771-Mi
Globigerinoides trilobus immaturus LeRoy, 1939 IGM-772-Mi
Globoquadrina altispira altispira (Cushman y Jarvis, 1936) Bolli, 1957 IGM-773-Mi
Globoquadrina altispira conica Brönnimann y Resig, 1971 IGM-774-Mi
Globoquadrina altispira globosa Bolli, 1957 IGM-775-Mi
Globorotalia continuosa Blow, 1959 IGM-776-Mi
Globorotalia fohsi peripheroacuta Blow y Banner, 1966 IGM-777-Mi
Globorotalia fohsi peripheroronda Blow y Banner, 1966 IGM-778-Mi
Globorotalia mayeri Cushman y Ellisor, 1939 IGM-779-Mi
Globorotalia praemenardii Cushman y Stainforth, 1945 IGM-780-Mi
Goloborotalia obesa Bolli, 1957 IGM-781-Mi
Hastigerina praesiphonifera Blow, 1969 IGM-782-Mi
Orbulina suturalis Brönnimann, 1951 IGM-783-Mi

BENTÓNICOS

Anomalinoides alazanensis (Nuttall, 1932) Cushman y Stainforth, 1945 IGM-784-Mi

Anomalinoides sp. IGM-785-Mi

Brizalina sp. IGM-786-Mi

Brizalina alata (Seguenza, 1862) Cushman, 1937 IGM-787-Mi

Bulimina alazanensis Cushman, 1927 IGM-788-Mi

Bulimina striata d'Orbigny, 1843 IGM-789-Mi

Cibicidoides mantaensis (Galloway y Morrey, 1929) Hedberg, 1937 IGM-790-Mi

Cibicidoides robertsoniana (Brady, 1884) Cushman, 1931 IGM-791-Mi

Dentalina consobrina d'Orbigny, 1846 IGM-792-Mi

Eggerella bradyi (Cushman, 1911) Cushman, 1937 IGM-793-Mi

Fissurina bodjonegoroensis (Boomgaard, 1950) Thalmann, 1950 IGM-794-Mi

Fissurina lucida (Williamson, 1848) Loeblich y Tappan, 1953 IGM-795-Mi

Fissurina sp. IGM-796-Mi

Florilus scaphus (Fitchel y Moll, 1798) Cushman, 1930 IGM-797-Mi

Fursenkoina pontoni (Cushman, 1932) Akers y Dorman, 1964 IGM-798-Mi

Globobulimina pacifica Cushman, 1927 IGM-799-Mi

Globocassidulina subglobosa (Brady, 1881) Belford, 1966 IGM-800-Mi

Gyroidina orbicularis d'Orbigny, 1826 IGM-801-Mi

Hoeglundina elegans (d'Orbigny, 1826) Phleger y Parker, 1951 IGM-802-Mi

Karrerielia bradyi (Cushman, 1911) Cushman, 1937 IGM-803-Mi

Laticarinina pauperata (Parker y Jones, 1865) Cushman, 1931 IGM-804-Mi

Lenticulina cultrata (Montfort, 1808) Akers y Dorman, 1964 IGM-805-Mi

Melonis affinis (Reuss, 1851) Belford, 1966 IGM-806-Mi

Nodosaria concina Reuss, 1860 IGM-807-Mi

Nodosaria longiscata d'Orbigny, 1846 IGM-808-Mi

Nodosaria sp. IGM-809-Mi

Oridosordalis umbonatus (Reuss, 1851) Todd y Low, 1976 IGM-810-Mi

Osangularia bengalensis (Schwager, 1866) Baker, 1960 IGM-811-Mi

Pullenia bulloides (d'Orbigny, 1846) Galloway y Morrey, 1929 IGM-812-Mi

Pullenia quinqueloba (Reuss, 1851) Cushman y Todd, 1943 IGM-813-Mi
Pullenia salisburyi Stewart y Stewart, 1930 IGM-814-Mi
Pyramidulina sp. IGM-815-Mi
Pyrgo sp. IGM-816-Mi
Quinqueloculina lamarckiana d'Orbigny, 1839 IGM-817-Mi
Quinqueloculina sp. IGM-818-Mi
Rutherfordoides erecta (Cushman y Renz, 1941) Cushman y Renz, 1941 IGM-819-Mi
Siphodosaria subespinoza (Reuss, Grimsdale y Barker, 1935) Cushman, 1943 IGM-820-Mi
Textularia sp. IGM-821-Mi

LÁMINA 1

1. *Globorotalia fohsi peripheroacuta* Blow y Banner, 1966. IGM-777-Mi. Vista lateral. 242 X.
2. *Globorotalia fohsi peripheroronda* Blow y Banner, 1966. IGM-778-Mi. Vista lateral. 287 X.
3. *Globorotalia obesa* Bolli, 1957. Vista umbilical. IGM-781-Mi. 294 X.
4. *Globigerinoides helicina* d'Orbigny, 1839. IGM-768-Mi. Vista umbilical. 144 X.
5. *Hastigerina praesiphonifera* Blow, 1969. IGM-782-Mi. Vista umbilical. 335 X.
6. *Clavatorella bermudezi* (Bolli, 1957) Bolli, 1957. IGM-765-Mi. Vista umbilical. 282 X.
7. *Orbulina suturalis* Brönnimann, 1951. IGM-783-Mi. 266 X.
8. *Globoquadrina altispira conica* Brönnimann y Resig, 1971. IGM-774-Mi. Vista lateral. 154 X
9. *Globigerinoides obliquus obliquus* Bolli, 1957. IGM-769-Mi. Vista umbilical. 156 X
10. *Globigerina praebulloides praebulloides* Blow, 1959. IGM-766-Mi. Vista umbilical. 285 X
11. *Globoquadrina altispira globosa* Bolli, 1957. IGM-775-Mi. Vista umbilical. 209 X.
12. *Globigerinoides quadrilobatus* (d'Orbigny, 1846). IGM-770-Mi. Vista umbilical. 222X.
13. *Globorotalia continuosa* Blow, 1959. IGM-776-Mi. Vista umbilical. 370 X.
14. *Globigerinoides trilobus immaturus* LeRoy, 1939. IGM-772-Mi. Vista umbilical. 222X.
15. *Globorotalia praemenardii* Cushman y Stainforth, 1945. IGM-780-Mi. Vista umbilical. 244 X

Escala gráfica = 100 *Mm*

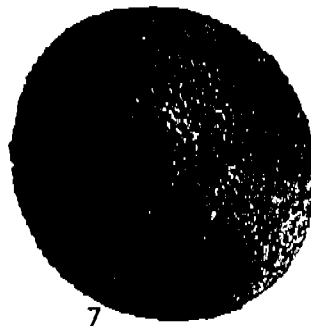


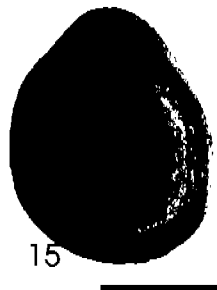
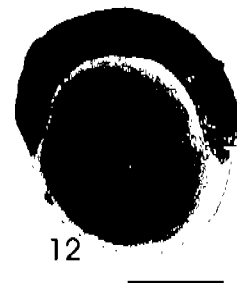
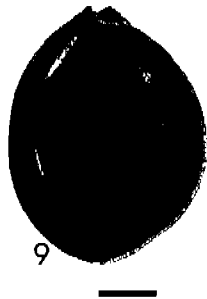
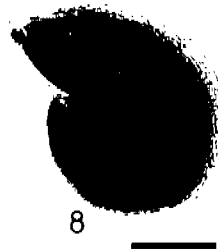
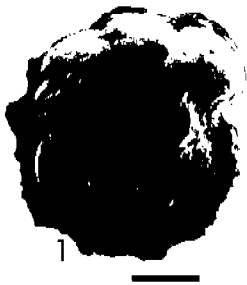
LÁMINA 2

1. *Osangularia bengalensis* (Schwager, 1866) Baker, 1960. IGM-811-Mi. Vista umbilical. 143 X.
2. *Pullenia salisburyi* Stewart y Stewart, 1930. IGM-814-Mi. Vista lateral. 158 X.
3. *Laticarinina pauperata* (Parker y Jones, 1865) Cushman, 1931. IGM-804-Mi. Vista lateral . 107 X.
4. *Brizalina alata* (Seguenza, 1862) Cushman, 1937. IGM-787-Mi. Vista lateral. 215 X.
5. *Globobulimina pacifica* Cushman, 1927. IGM-799-Mi. Vista lateral. 213 X.
6. *Hoeglundina elegans* (d´Orbigny, 1826) Phleger y Parker, 1951. IGM-802-Mi. Vista umbilical. 255 X.
7. *Cibicoides mantaensis* (Galloway y Morrey, 1929) Hedberg, 1937. IGM-790-Mi. Vista umbilical. 98 X.
8. *Melonis affinis* (Reuss, 1851) Belford, 1966. IGM-806-Mi. Vista lateral. 201 X.
9. *Quinqueloculina lamarckiana* d´Orbigny, 1839. IGM-817-Mi. Vista lateral. 136 X.
10. *Nodosaria concina* Reuss, 1860. IGM-807-Mi. Vista lateral. 92 X.
11. *Eggerella bradyi* (Cushman, 1911) Cushman, 1937 . IGM-793-Mi. Vista lateral. 105 X.
12. *Pullenia bulloides* (d´Orbigny, 1846) Galloway y Morrey, 1929. IGM-812-Mi. Vista lateral. 233 X.
13. *Pullenia quinqueloba* (Reuss, 1851) Cushman y Todd. IGM-813-Mi. Vista lateral. 171 X.
14. *Gyroidina orbicularis* d´Orbigny, 1826. IGM-801-Mi. Vista umbilical. 187 X.
15. *Fissurina lucida* (Williamson, 1848) Loeblich y Tappan, 1953. IGM-795-Mi. Vista lateral. 241 X.
16. *Bulimina alazanensis* Cushman, 1927. IGM-788-Mi. Vista lateral. 339 X.
17. *Nodosaria longiscata* d´Orbigny, 1846. IGM-808-Mi. Vista lateral. 40 X.
18. *Siphonodosaria subespinosa* (Cushman, 1943) Cushman, 1943. IGM-820-Mi. Vista lateral. 80 X.

19. *Globocassidulina subglobosa* (Brady, 1881) Belford, 1966. IGM-800-Mi. Vista lateral. 337 X.

20. *Karreriela bradyi* (Cushman, 1911) Cushman, 1937. IGM-803-Mi. Vista lateral. 119 X.

Escala gráfica = 100 *Mm*



REFERENCIAS

- Akers, W. H.** 1972. *Planktonic foraminifera and biostratigraphy of some Neogene formations, Northern Florida and Atlantic coastal plain*. Tulane studies in geology and paleontology. Vol. 9. Num. 1-4. Tulane University of Louisiana, New Orleans, p. 1-140.
- Akers, W. H.** 1979. *Planktic foraminifera and calcareous nannoplankton biostratigraphy of the Neogene of México*. Tulane studies in geology and paleontology. Vol. 15. Num. 1. Tulane University of Louisiana, New Orleans, p. 32.
- Akers, W. H.** 1980. *Ancient environments and geological ages in México*. En: *Proceedings of the International Symposium on Marine Biogeography and Evolution in the Southern Hemisphere*. Auckland, New Zealand, 1978.
- Akers, W. H., Koepfel, P. E.** 1973. *Age of some Neogene formations, Atlantic coastal plain, United States and México*. En: *Proceedings of Symposium on Calcareous Nannofossils*. **Smith, L. A. y Handernbol, J.** (eds.). Gulf Coastal Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 80-93.
- Álvarez, M.** 1950. *Sintesis Geologica de la Cuenca Salina del Istmo de Tehuantepec*. Bol. AMGP. Vol. II. Num. 7, p. 445-452.
- Arenillas, I.** 2002. *Bioestratigrafía integrada y sus aplicaciones*. En: *Micropaleontología*. **Molina, E.** (ed.) 2002. Pressas Universitarias de Zaragoza. España, p. 539-554.
- Berggren, W. A., D. V. Kent, C. C. Swisher y M. P. Aubry.** 1995. En: *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation*. **Berggren, W. A. Kent, D. V. Aubry, M. P. y Hanrdenbol, J.** (eds.) SEPM Sp. Pub. 54, p. 216.
- Blow, W. H.** 1969. *Late Middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy*. En: *Proceedings of the first 33 International Conference on Planktonic Microsils*. **Bronniman, P. y Renz, H. H.** (eds.) Genova 1967, p. 199-421.

- Blow, W. H., Banner, F. T.** 1965. *Progress in the planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Neogene*. Nature, Vol. 208. p. 1164-1166
- Bolli, H. M., J. B. Saunders.** 1985. *Oligocene to Holocene low latitude planktonic foraminifera*. En: *Plankton Stratigraphy*. **Bolli, H. M., Saunders, J. B., y Perch-Nielsen, K.**, (eds.) Cambridge, Cambridge University Press, pp. 155-262.
- Böse, E.** 1910. *Zur jungtertiären Fauna von Tehuantepec. Part I, Stratigraphie, Beschreibung und Vergleich mit amerikanischen Tertiarfaunen*. Kaiserlich-Königlichen Geologisch Reichsanstalt Wien, Jahrbuch, Vol. 60, p. 215-276.
- Calderón, G. A.** 1951. Condiciones estratigráficas de las deformaciones Miocénicas de la Cuenca Salina del Istmo de Tehuantepec. Bol. AMPG, Vol. III. Num. 7-8, p. 229-257.
- Castillo-Tejero, C.** 1955. *Bosquejo Estratigráfico de la Cuenca Salina del Istmo de Tehuantepec*. Bol. AMGP, Vol. 7, p. 173-212.
- Contreras, V. H., B. M. Castillón.** 1968. *Morphology and origin of SALT domes of Isthmus of Tehuantepec*. En: *Diapirism and Diapirs*. **Braunstein, J., O'Brien, G. D.** (eds). American Association of Petroleum Geologists Congress, p. 244-260.
- Cornejo, T. A., O. A. Hernández.** 1950. *Las anomalías gravimétricas en la Cuenca Salina del Istmo, planicie costera de Tabasco, Campeche y Península de Yucatán*. Bol. AMGP, Vol II. Num 7, p. 177-180
- Corrales, Z. I., J. Rosell, L. Sanchez, J. Vera y L. Vilas.** 1977. *Estratigrafía*. Ed. Rueda, Madrid, p. 718.
- Culver, J. S.** 1993. *Foraminifera*. En: *Fossil Prokaryotes and Protists*. **Lipps, H. J.** (ed.). Blackwell Scientific Publications, p. 203-247.
- Culver, J. S., Buzas, A. M.** 1981. *Distribution of Recent benthic foraminifera in the Gulf of México*. Smithsonian Contributions to the Marine Sciences. Num. 8, p. 898.
- Culver, J. S., Buzas, A. M.** 1983. *Recent Benthic Foraminiferal Provinces in the Gulf of México*. Journal of Foraminiferal Research. Vol. 13. p. 21-31.
- García, N. T.** 1950. *Bosquejo Geológico del Istmo de Tehuantepec*. Bol. AMPG, Vol. II, Num. 7, pp. 435-444.

- Gibson, J. B.** 1936. *Estratigrafía y tectónica de la zona costera del Golfo entre el 19° 34' latitud norte y el Río Coatzacoalcos, Veracruz*. Bol. Sociedad Geológica Mexicana. Vol 9. Num. 5, p. 271-289.
- González, L. J. C.** 1994. *Estudio bioestratigráfico de una secuencia arcillo-arenosa del Neógeno basado en foraminíferos planctónicos y bentónicos*. Tesis de Maestría de la Unidad de Posgrado de la ESIA-Ticomán, México, D. F, p. 120.
- Gonzalvo, C.** 2002. *Metodología: muestreos, técnicas de preparación y métodos de estudio*. En: *Micropaleontología*. **Molina, E.** (ed.) 2002. Prensas Universitarias de Zaragoza. España, p. 27-42.
- Guzman, B. A.** 1999. *Estado de la Exploración Petrolera en México*. Bol. AMGP, Vol. XLVIII. Num. 1-2, p. 16-42.
- INEGI.** (Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática), 2004. www.inegi.gob.mx
- INEGI,** 1987; [Hoja] Acayucan, (E15C14) Veracruz, carta geológica, escala 1:50000.
- Jenkins, D. G.** 1967. *Planktonic foraminiferal zones and new taxa from the lower Miocene to the Pleistocene of New Zealand*. New Zealand Jour. Geology and Geophysics. Vol. 10. Num. 4, p. 1064-1078.
- Jenkins, D. G.** 1971. *New Zealand Cenozoic planktonic foraminifera*. New Zealand Geol. Survey Paleont. Bull. 42, p. 278
- Kenneth, P. J., Srinivasan, M. S.** 1983. *Neogene Planktonic Foraminifera*. Hutchinson Ross Publishing Company. University of Rhode Island. USA, p. 265
- Kohl, B.** 1985. *Early Pliocene Benthic Foraminifers from the Salina Basin, southeastern México*. Bulletins of American Paleontology. Vol. 88. Num. 322, p. 173.
- López-Ramos, E.** 1981. *Geología de México*. Tomo III. México, p. 446.
- Lozano, F. L.** 1955. *Bosquejo geológico de la provincia del Papaloapan, Estado de Veracruz, México*. Bol. AMGP, Vol. 7. Num. 4, p. 68.
- Miall, A. D.** 1990. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. Springer-Verlag, New York, p. 21-66.
- Rosales-Domínguez, C.** (en proceso). *El Oligoceno-Mioceno de la Cuenca Salina del Istmo: Bioestratigrafía, implicaciones geológicas e importancia petrolera*. Tesis Doctoral. Instituto de Geología, UNAM, México, D.F.

- Salas, G. P.** 1967. *Petroleo y azufre del sureste de México*. Bol. AMGP, Vol. 19. Num. 1-6, p. 9-32.
- Sansores, J. C., Flores-Covarrubias, C.** 1972. *Foraminíferos bentónicos del Terciario superior de la Cuenca Salina del Istmo de Tehuantepec, México*. Instituto Mexicano del Petroleo. Vols. 1 y 2, p. 534.
- Spencer, J. W.** 1897. *Great changes of level in Mexico and the interoceanic connections*. Geological Society America, Bulletin, Vol. 9, p. 13-34.
- Thalman, H. E.** 1934. *Miocene Agueguexquite Formation in the Isthmus of Tehuantepec Region*. Proc. Geol. Soc. Am.
- Thalman, H. E.** 1935. *Stratigraphisch wertvolle Foraminiferen im Tertiär des Coatzacoalcos- Beckens (Isthmus von Tehuantepec)*. Eclog. Geol. Helvet. Vol. 28. Num. 2, p. 595-598.
- Toula, F.** 1910. *Zur jungtertiären Fauna von Tehuantepec, part II. Vergleichung hauptsächlich mit europäischen und lebenden Arten*. Kaiserlich-Königlichen Geologisch Reichsanstalt Wien, Jahrbuch, Vol. 60, p. 255-276.
- Tschop, H. J.** 1924. *Report on the Tertiary Stratigraphy of the Isthmus of Tehuantepec*. (inedito)
- Vera-Torres, J. A.** 1994. *Estratigrafía principios y métodos*. Ed. Rueda. Madrid, p. 133-155.