

## 1.- INTRODUCCIÓN.

Los mares epicontinentales del Cretácico Inferior se desarrollaron en el noreste de la República Mexicana y el sur de Texas, U. S. A., específicamente durante los periodos Barremiano al Albiano, cuando las plataformas carbonatadas alcanzaron su máxima extensión alrededor de la costa del Golfo de México (Wilson & Ward, 1993; Lehmann, et al., 1998), con espesores acumulados de aproximadamente 2,000 m (Formaciones Cupido y Aurora).

Estos mares desarrollados en el Proto-Golfo tuvieron vínculo con el Tethys europeo. La apertura hacia el oeste del Tethys y la conexión marina abierta entre éste y el Proto-Caribe durante el Jurásico y el Cretácico, permitió la expansión de ambientes marinos tropicales y biotas del Tethys dentro de la región del Proto-Golfo de México durante este periodo (Frankes, 1979).

Dichos eventos influyeron en cambios del nivel del mar. Estos cambios son registrados desde el Jurásico Tardío y a través del Cretácico (Hernández, 1966; Smith, 1981; Lehmann, et al., 1998; Longoria, 1998; Lehmann, et al., 1999). Durante el Barremiano hasta el Cenomaniano (Cretácico Inferior), el cambio en la paleo-batimetría es en dirección este a oeste. La línea costera se recorre en el Barremiano y el Aptiano Inferior hacia el norte, transformándose la Península de Coahuila en una isla. La pasividad relativa favoreció al desarrollo de una plataforma calcárea con frentes arrecifales progradantes hacia el este, depositándose la Formación Cupido (Imlay, 1937).

La Plataforma Cupido alcanzó su máximo desarrollo durante la parte temprana del Aptiano (Bedouliano). Durante el Aptiano Medio se inicia la fase de transgresión marina que forzó el retroceso de la plataforma transformando gradualmente el arrecife (Lehmann, et al., 1999).

Los depósitos de esta Formación constituyen las prominencias topográficas de la Sierra Madre Oriental, en el noreste de nuestro país. Estos sedimentos calcáreos afloran en las rocas del Cerro de Labradores en Galeana, Nuevo León, los cuales presentan un notable "banco de rudistas", constituido por las familias *Caprinidae*, *Requienidae* y *Monopleuridae* (Johnson, 1984; Wilson & Ward, 1993;

Aguilar-Pérez, et al., 1999; Aguilar-Pérez, 2002) asociado con ostreidos, fragmentos de coral y otros organismos arrecifales. Sin embargo la facies de aguas más profundas determinada para esta Formación en la región, contiene un conjunto de microfósiles que consisten en radiolarios, espículas de esponjas, foraminíferos y conchas de ostrácodos y conforman la microfauna de la porción sur del Cerro de Labradores.

México es uno de los países que contienen las faunas más ricas y variadas de rudistas, pues se encuentran en todo el territorio, en la mayoría de las rocas del Cretácico, que son las rocas sedimentarias más ampliamente desarrolladas en México, tanto en superficie como en subsuelo.

La presencia de este grupo nos indica que éstos habitaron en aguas someras con ciertas condiciones de temperatura y profundidad, además con poco movimiento de las aguas, características de los mares del Tethys. La ausencia de este grupo y la presencia de microfauna pelágica, son clara evidencia de las variaciones del nivel del mar registradas durante el Cretácico Inferior.

## **2.- OBJETIVOS Y METAS.**

Los depósitos de la Formación Cupido ampliamente encontrados en el noreste del territorio mexicano, han sido el foco de numerosos trabajos regionales. Estos importantes estudios han establecido los tipos de ambientes deposicionales ubicándolos como mar abierto (cuenca), arrecife (bancos arrecifales de rudistas) y plataforma.

La facies arrecifal ha sido mencionada para el Cerro de Labradores en Galeana, Nuevo León, en donde este ambiente se continúa hacia el norte y sur de la región de Galeana, no encontrándose hacia el oriente (Hernández, 1966; Bishop, 1972; Götte, 1988; Wilson, 1999).

El objetivo final de este trabajo es determinar un modelo de ambientes de sedimentación y establecer la secuencia paleogeográfica del arrecife para el área de estudio, así como deducir si en la porción sur del Cerro de Labradores se continúa esta facies.

Para ello se establecieron los siguientes objetivos principales:

- 1) Realización del análisis de facies y microfacies sedimentarias a fin de determinar los diferentes paleoambientes basados en el estudio de secciones delgadas.
- 2) Determinación de la secuencia paleogeográfica del arrecife.
- 3) Elaboración de una columna estratigráfica para la región a fin de mostrar los posibles cambio litológicos y de facies.
- 4) Elaboración de un carta geológica en escala 1:10,000 cubriendo un área de 5 km<sup>2</sup>.

### **3.- MATERIALES Y MÉTODOS.**

Para la realización de esta etapa de la investigación, fue necesario dividirla en tres fases.

#### **3. 1 Trabajo de campo.**

Levantamiento de datos litológicos y estructurales. Para el control de datos se utilizó como apoyo un mapa topográfico de escala 1:50,000 elaborado por la Dirección de Estudios del Territorio Nacional (DETENAL, 1978) con la clave G14C56 GALEANA y una brújula tipo Brunton, a fin de recopilar información para la elaboración del carta geológica.

Para el levantamiento de la columna estratigráfica se tomaron muestras a lo largo del río perenne que corre a través del ejido Brownsville al sureste de Galeana, Nuevo León. La sección se midió con cinta métrica con una separación de 1.50 m entre muestras en un espesor real de 183.5 m.

#### **3. 2 Trabajo de laboratorio.**

Con las muestras de calizas se elaboraron un total de 122 secciones delgadas en el Laboratorio de Preparación de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León.

Se realizó la identificación microscópica de los microfósiles y se definieron las facies y microfacies, lo cual sirvió de base para la determinación de los ambientes de sedimentación.

#### **3.3 Trabajo de gabinete.**

Con los datos recabados en campo, se realizó la columna estratigráfica de la Formación Cupido para el Cerro de Labradores así como la carta geológica en escala 1:10,000 cubriendo un área de 5 km<sup>2</sup>.

## 4.- EL NORESTE DE MÉXICO DURANTE EL CRETÁCICO TEMPRANO.

La paleogeografía del Jurásico fue dominada principalmente por cuencas saladas y evaporíticas entremezcladas con un complejo de islas, plataformas carbonatadas de bajo relieve y cuencas marinas (Enos, 1983). Depósitos carbonatados pelágicos prevalecieron en el este de México durante el Cretácico Temprano (Neocomiano-Aptiano) mientras clastos terrígenos fueron suministrados desde el noreste de México.

Durante el Cretácico Temprano los sitios adyacentes al Golfo de México fueron invadidos por amplios depósitos de carbonatos de cuenca. Plataformas de aguas someras progradaron hacia el Golfo desde la Península de Coahuila hacia tierras situadas en la parte central de Texas, U. S. A., y posiblemente la parte central de México. Una posible transgresión en lo tardío del Cretácico Inferior (Aptiano Tardío) forma carbonatos arcillosos de cuenca a través de las plataformas.

### 4.1 Berriasiano-Valanginiano (8 millones de años).

Las margas y areniscas de la Formación La Casita fueron depositadas en áreas marinas en el noreste de México durante el Jurásico Tardío. Esta depositación persistió más allá del margen sur de la Península de Coahuila hasta el Hauteriviano (Wilson & Piali, 1977). Durante este período inicia la depositación de las areniscas y conglomerados de la Formación San Marcos, así como de las calizas arcillosas-margosas de la Formación Taraises (Fig. 1).

En diversas áreas el contacto entre las Formaciones La Casita y Taraises parece ser transicional. Sin embargo en ciertos lugares no ha sido encontrada fauna del Berriasiano por lo cual puede existir una disconformidad (De Cserna, 1970).

Es muy probable que la actividad tectónica de la parte sur de la Península de Coahuila llevó a la depositación de las areniscas de la Formación La Casita.

#### 4. 2 Hauteriviano (5 millones de años).

A través del Hauteriviano, en respuesta a la disminución de afluencia de detritos clásticos provenientes de la Península de Coahuila, se formaron los depósitos de la Formación Tamaulipas Inferior que cubren las calizas margosas de la Formación Taraises hacia el noroeste (Fig. 1).

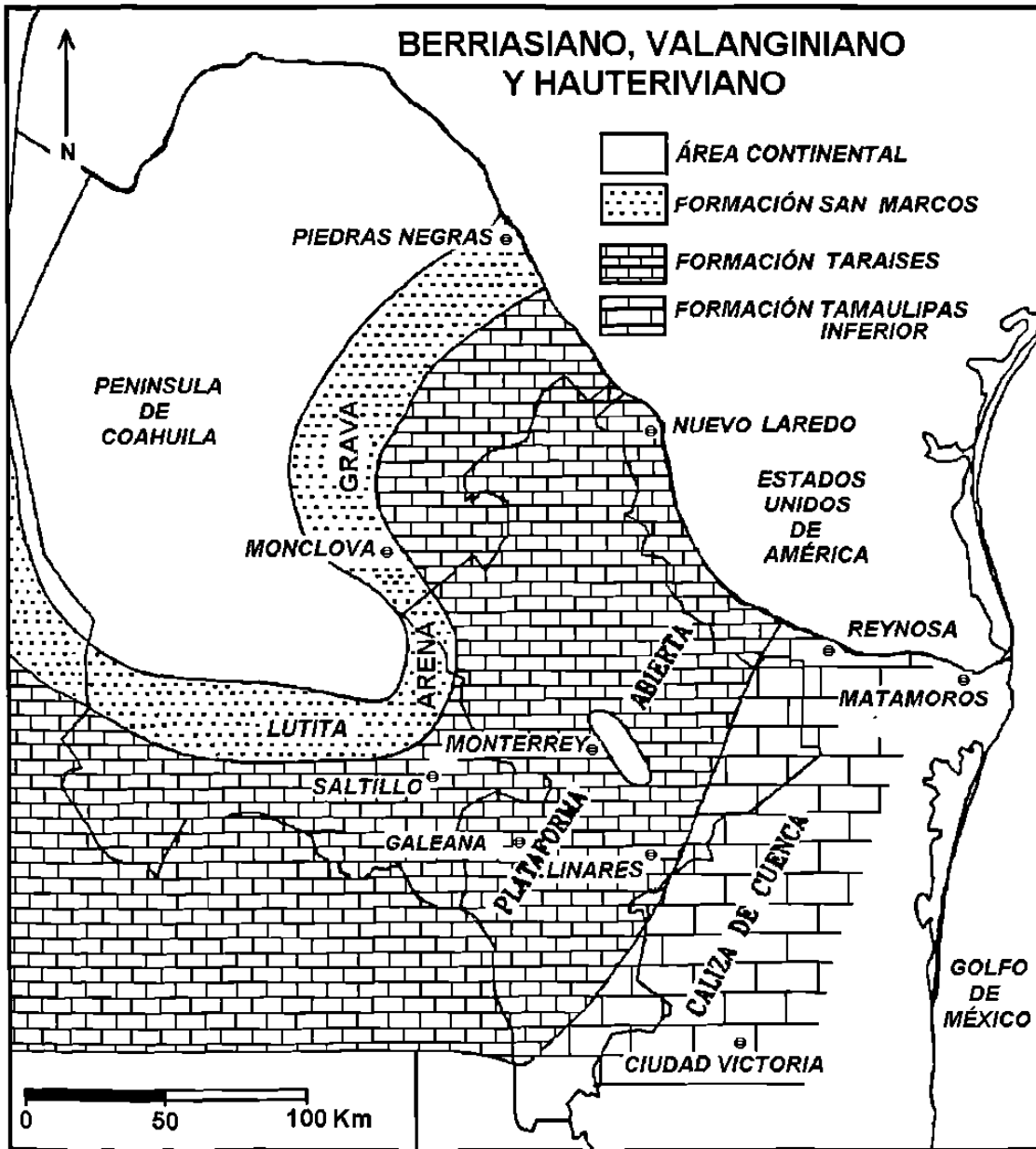


Fig. 1. Paleogeografía del noreste de México, del Berriasiano al Hauteriviano (Modificado de Smith, 1981).

Cerca del poblado de Galeana, Nuevo León, se presentó una gruesa unidad de areniscas dentro de la Formación Taraises. Humphrey & Díaz (1956) nombraron a esta unidad "Formación Galeana". El origen de estas areniscas es difícil de explicar debido a que no se extienden lateralmente y se encuentran en contacto con los carbonatos y lutitas característicos de la Formación Taraises. Es posible que estas areniscas se formaran a partir de un canal submarino (Padilla y Sánchez, 1982).

#### 4.3 Barremiano (6 millones de años).

A partir de este piso y hasta el Cenomaniano cambió poco a poco la paleo-batimetría de la región de este a oeste. La línea costera se recorre en el Barremiano y el Aptiano Temprano hacia el norte, transformándose la Península de Coahuila en una isla (Fig. 2).

Así mismo, carbonatos de aguas someras de la Formación Cupido comenzaron a depositarse desde el suroeste de Saltillo, Coahuila (Wilson & Pialli, 1977; Wilson, 1981) y en todo el norte de Nuevo León (Charleston, 1974) hasta el norte de Texas, U. S. A., (Formación Sligo). Hacia la línea de costa las calizas de la Formación Tamaulipas se fueron acumulando. En virtud de una rápida producción de carbonatos, el margen marino de los ambientes de aguas someras progradaron hacia el este durante el Barremiano.

Durante este piso, la actual isla de Coahuila controló la orientación del margen de la Plataforma Cupido (Lehmann, et al., 1999), en tanto su porción sur permanece como un alto estructural durante este piso.

Al final de este tiempo, bancos orgánicos y arrecifes se desarrollaron a lo largo del margen abierto de ambientes de aguas más profundas hacia el este. Hacia el oeste se depositaron calizas propias de un ambiente del interior de la plataforma (Smith, 1981).

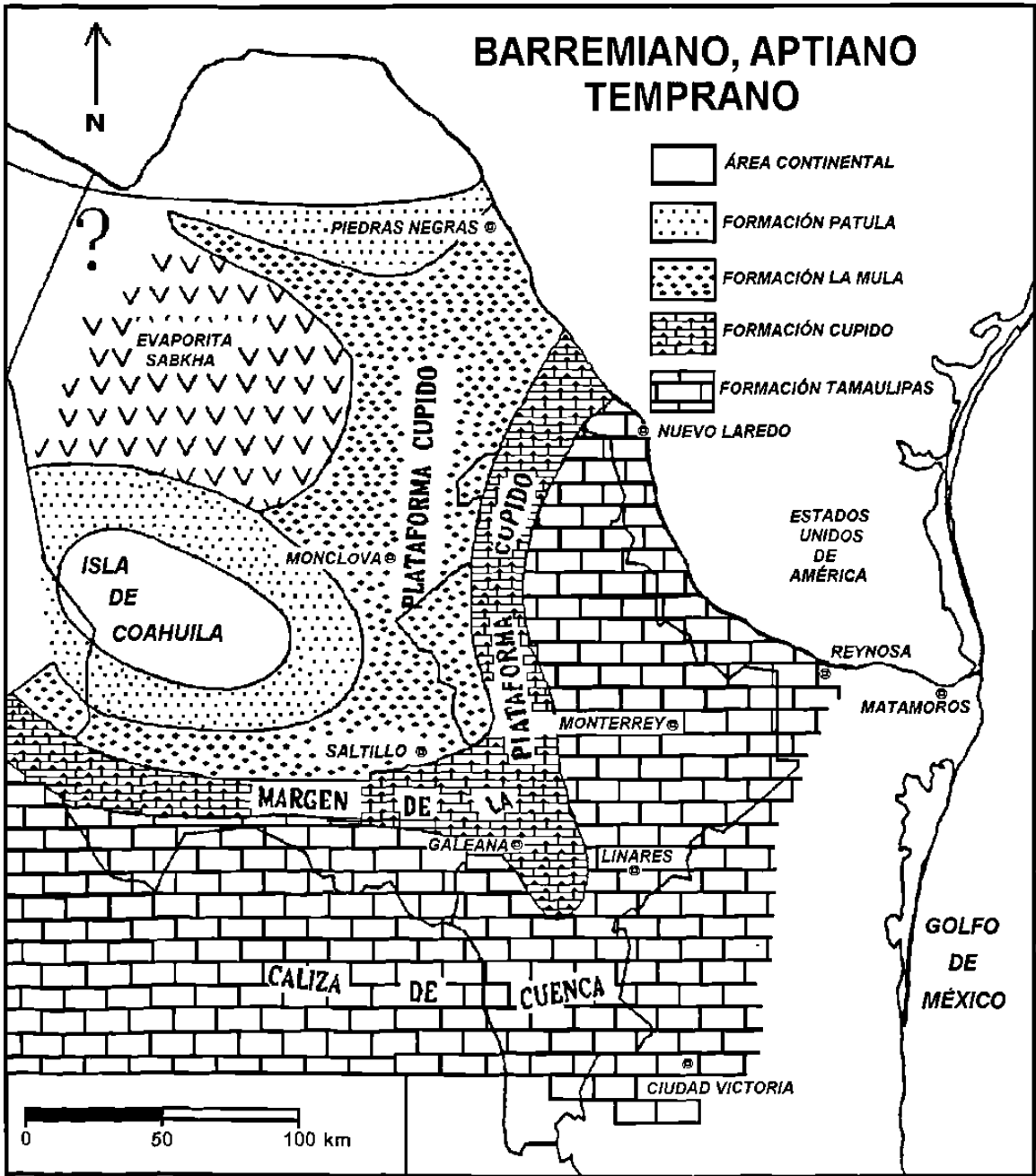


Fig. 2. Paleogeografía del noreste de México del Barremiano al Aptiano Inferior (Modificado de Smith, 1981).



#### 4.4 Aptiano (Bedouliano) (3 millones de años).

La plataforma Cupido alcanzó su máximo desarrollo durante la parte temprana del Aptiano (Bedouliano). El margen de la plataforma se extendió desde el sur de Laredo, Texas hasta Monterrey, Nuevo León. Un tercio de la porción oeste de este estado y todo Coahuila fue cubierto por calizas de una plataforma interior con excepción de la isla de Coahuila, que permaneció como un alto estructural en el margen sur de la antigua península (Charleston, 1974), (Fig. 2).

Todas las áreas del margen en Nuevo León, Tamaulipas, San Luis Potosí y Zacatecas fueron cubiertas por calizas de cuenca de la Formación Tamaulipas Inferior. Conklin & Moore (1977) extendieron el margen desde Monterrey hasta Galeana. Wilson (1981) propuso que la extensión de los bancos arrecifales de la Formación Cupido se ubican entre Galeana, Nuevo León y Saltillo, Coahuila y ocurren a manera de bancos aislados.

Durante el Aptiano Medio inicia la fase de inundación que forzó el retroceso de la plataforma Cupido transformando gradualmente el arrecife (Lehmann, et al., 1999).

Desde el Aptiano Tardío al Albiano Medio se depositaron sobre la antigua isla de Coahuila sedimentos clásticos de la Formación La Peña, seguidos por calizas arrecifales masivas, con nódulos de pedernal y foraminíferos planctónicos de la Formación Aurora.

## 5.- GEOLOGÍA HISTÓRICA EN EL NORESTE DE MÉXICO.

Los eventos de la geología histórica están relacionados con la tectónica y la paleogeografía del noreste de México, así como con la apertura del Golfo de México durante el período Triásico (Smith, 1981; Padilla y Sánchez, 1982; Goldhammer, 1999; Lehmann, et al., 1999). Este último evento dio origen a la formación de zonas emergidas en forma de penínsulas e islas como consecuencia de la transgresión marina.

Durante el Triásico Tardío al Jurásico Medio el "rifting" extensional produce un mosaico de bloques fallados formando grabens con abanicos lacustres y aluviales, capas rojas, evaporitas y acumulación de estratos clásticos. Carbonatos de aguas someras inician su acumulación durante el Jurásico Tardío (Wilson & Ward, 1993). Para el Cretácico Temprano el desarrollo de plataformas carbonatadas ocupa una área importante del territorio mexicano (Enos, 1983; Johnson, 1984; Wilson, 1990, 1999; Wilson & Ward, 1993), (Fig. 3).

La fase del rift en el Golfo de México culminó al inicio del Cretácico y la región experimentó un enfriamiento y continuó la subsidencia a través del Cretácico Temprano. Durante este tiempo más de 2,000 m de carbonatos de plataforma fueron depositados alrededor del ancestral Golfo de México.

El margen de Cupido bordeó la costa del Golfo de México desde el sur de Louisiana a través de Texas, U. S. A., (Formación Sligo) y hacia el sur más allá de Monterrey, Nuevo León dentro de la Sierra Madre Oriental, donde abruptamente se curva hacia el oeste a lo largo del frente norte de la Sierra de Parras.

Basado en las relaciones paleogeográficas, la Península de Coahuila aparentemente controló la trayectoria de la facies arrecifal. Sedimentos peritidales se acumularon en ambientes de plataforma lagunar somera, mientras "mudstones" hemipelágicos de aguas más profundas (Formación Tamaulipas Inferior) fueron depositados en los alrededores de la plataforma. Las Plataformas Cupido-Sligo fueron inundadas durante la depositación de carbonatos arcillosos y calizas de las Formaciones La Peña y Pearsall durante el Aptiano Medio al Tardío.

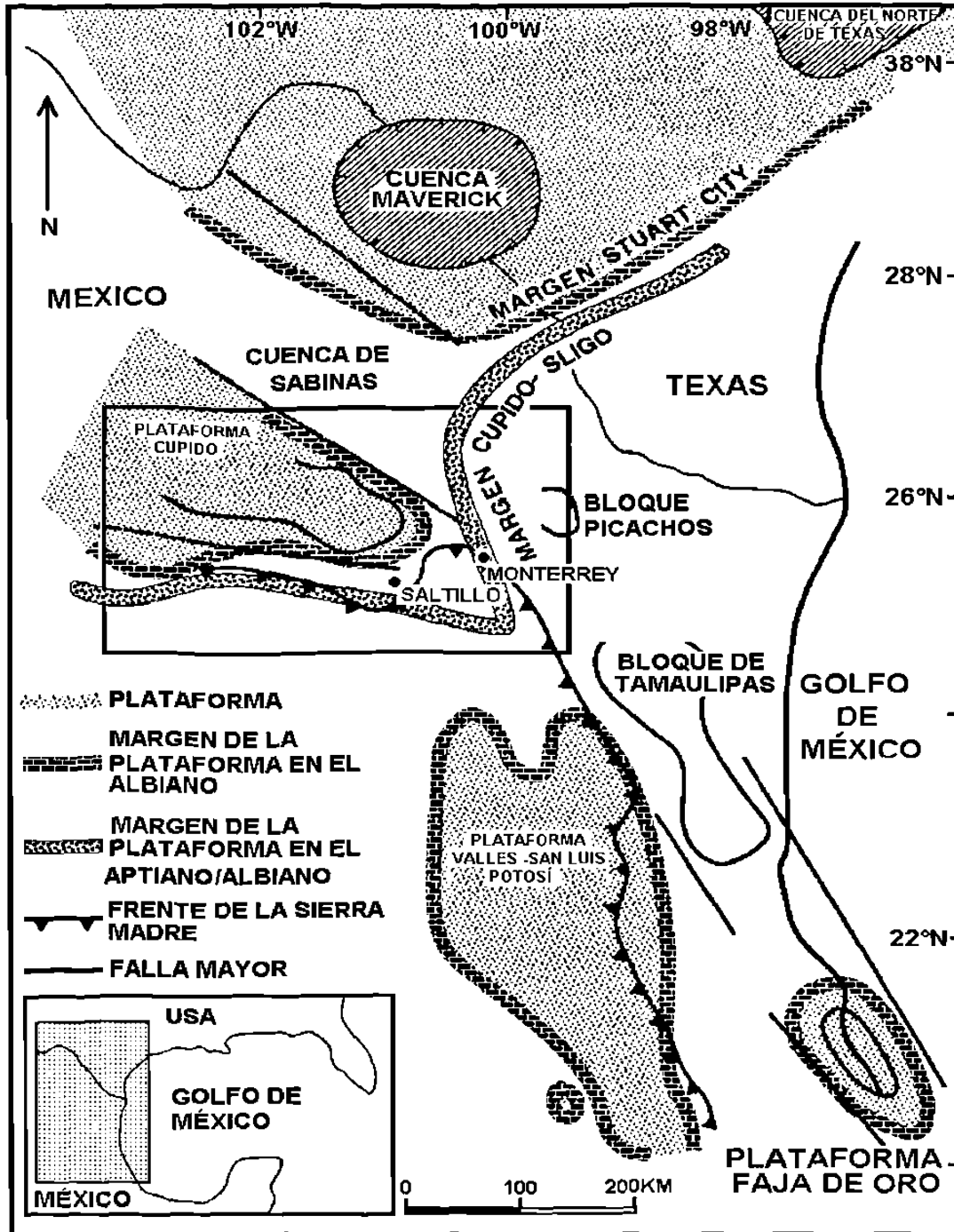


Fig. 3. Mapa tectónico del noreste de México mostrando la distribución de las plataformas carbonatadas durante el Barremiano-Aptiano y Aptiano-Albiano (Modificado de Lehmann, et al., 1998).

## 6.- CERRO DE LABRADORES GALEANA, NUEVO LEÓN.

### 6.1 Localización y vías de acceso.

El área de estudio se localiza en la porción norte de la Sierra Madre Oriental, está limitado por los vértices cuyas coordenadas UTM son 2742000 N, 2746000 N y 392000 E, 395000 E.

La superficie cartografiada comprende la porción sur del Cerro de Labradores que se ubica específicamente en el ejido de Brownsville Galeana, el cual limita al norte con el picacho "El Pílon", al sur con el ejido Puerto de Pastores, al este con el ejido Molino de Higueras y al oeste con la ciudad de Galeana.

La principal vía de acceso a esta zona es la Carretera Federal No. 60 que comunica a las ciudades de Linares y San Roberto, desviándose en el kilómetro No. 64 a la altura del poblado denominado "La Y de Abajo" ubicada a 7 km al sur de Galeana por carretera pavimentada. Otro medio de llegar a la zona es a través de un camino que une las poblaciones de Rayones y Galeana y que se conduce a través del Cañón de San Lucas (Fig. 4).

### 6.2 Clima y vegetación.

La región presenta un clima templado semiárido con lluvias en verano. La temperatura media anual es de 16° C, con una precipitación promedio anual de 500 mm. Los rangos de temperatura fluctúan entre 1° C y 30 ° C. La dirección de los vientos preferenciales son de Norte a Sur.

La vegetación es un matorral formado en un alto porcentaje por plantas xerófitas suculentas como cactáceas entre las que se encuentra el nopal (*Opuntia sp.*), las biznagas (*Ferocactus sp.*, *Mammillaria sp.*, *Coryphantha sp.*) y el tunillo (*Equinocereus sp.*); agavaceas como las palmas (*Yucca filifera*) y lechuguilla (*Agave lechuguilla*). Las leguminosas como el mezquite (*Prosopis vulgaris*) y el huizache (*Acacia sp.*) son también parte de la vegetación. En menor proporción encontramos arbustos pequeños (INEGI, 1986).

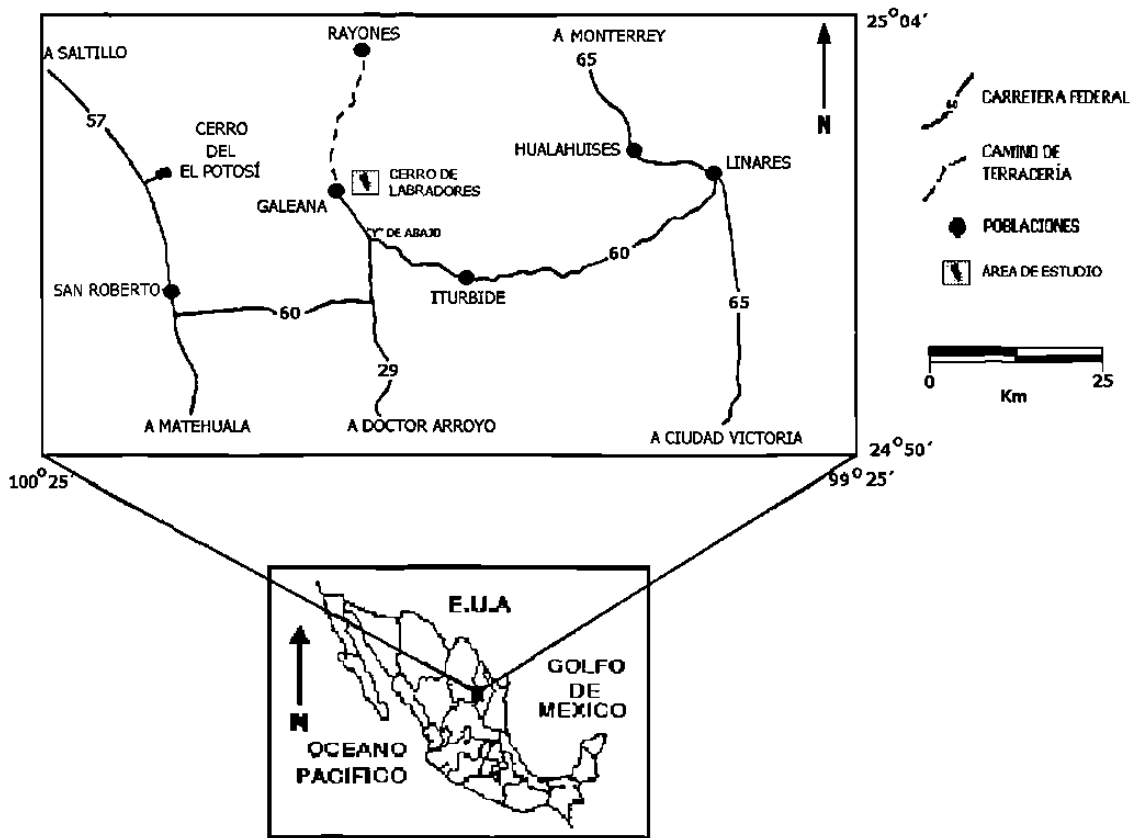


Fig. 4. Mapa de la región de Galeana, Nuevo León, ilustrando el área de estudio, así como las vías de acceso a la zona (Modificado de De León, 1991).

## 7.- CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA.

### 7.1 Generalidades del área.

La zona de Galeana forma parte integral del dominio tectónico del "fold-thrust-belt" de la Sierra Madre Oriental (Suter, 1987), a una altitud de 1,655 msnm. Limita al norte con Rayones, Nuevo León y con el estado de Coahuila; al sur con Arramberry y Doctor Arroyo, al este con Montemorelos, Linares e Iturbide municipios del estado de Nuevo León y al oeste con los estados de Coahuila y San Luis Potosí.

El estilo estructural del área está representado por la zona transicional entre el Anticlinal de Potosí y el dominio de los pliegues apretados y recumbentes (pliegues de cobertura) laramídicos de la Sierra Madre Oriental generados sobre un basamento más profundo.

El estilo deformativo regional fue controlado principalmente por (1) la resistencia diferente a la cizalla y al flujo de los conjuntos litotectónicos, lo cual permitió el despegue, el plegamiento y el cabalgamiento de la cobertura mesozoica, y (2) por el levantamiento subsecuente del basamento, acompañado por fallamiento (Götte, 1988).

El relieve topográfico de la zona está constituido por una cadena de montañas de alturas sumamente variables oscilando entre los 450 y 2,800 msnm, contando entre las montañas de mayor elevación, el Cerro el Potosí y justamente la zona de estudio, el Cerro de Labradores.

La causa de esta variación del relieve, es principalmente la constitución litológica de las capas aflorantes y las estructuras que las contienen, siendo las partes altas rocas competentes, por lo general rocas calcáreas y las partes bajas menos competentes formadas de lutitas y rocas de tipo evaporítico.

Los estratos carbonatados del Cerro de Labradores se encuentran entre dos Formaciones arcillosas como lo son la Formación Taraises en la base y la Formación La Peña en el techo (Fig. 5).

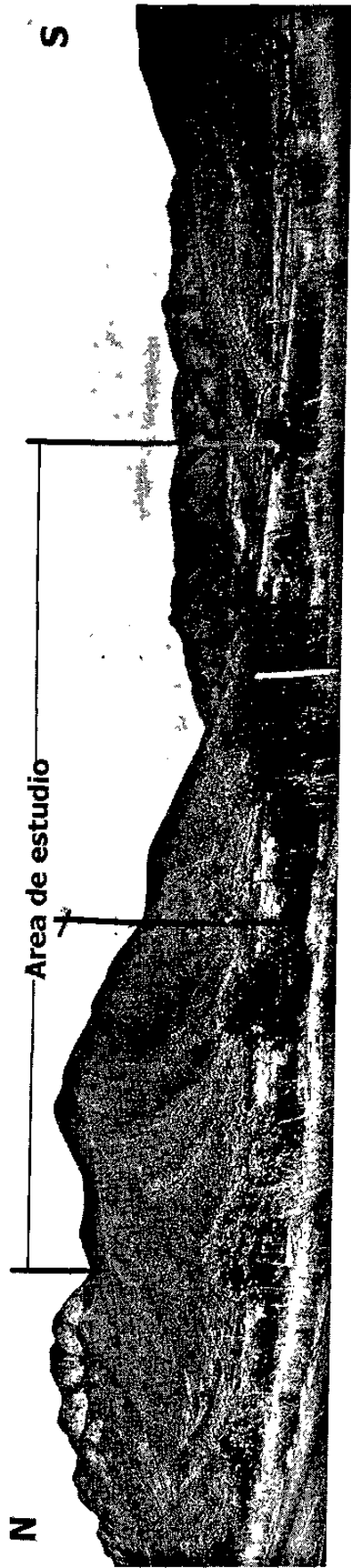


Fig. 5. Fotografía panorámica de la porción sur del Cerro de Labradores, tomada desde la carretera que conduce a la ciudad de Galeana, Nuevo León, en su desviación a partir del poblado "La Y de Abajo", en donde se muestra parte del relieve topográfico regional, así como el área de estudio ubicado en el ejido Brownsville.

## 7.2 Estratigrafía regional.

La estratigrafía en la región de Galeana está conformada por sedimentos jurásicos, cretácicos y cuaternarios. Este conjunto estructural está constituido en su mayor parte por sedimentos de origen marino que ocupan aproximadamente el 90% de las rocas aflorantes en el área, estando el 10% restante representado por sedimentos continentales del Cenozoico (Hernández, 1966).

La columna estratigráfica del Mesozoico está trazada por sedimentos calcáreos y arcillosos representados por las Formaciones La Casita del Jurásico Tardío, Taraises, Cupido y La Peña del Cretácico Temprano (Fig. 6). Depósitos recientes de caliche y suelo cubren parte de las Formaciones presentes en el área, siendo solo visibles estas últimas en cañadas.

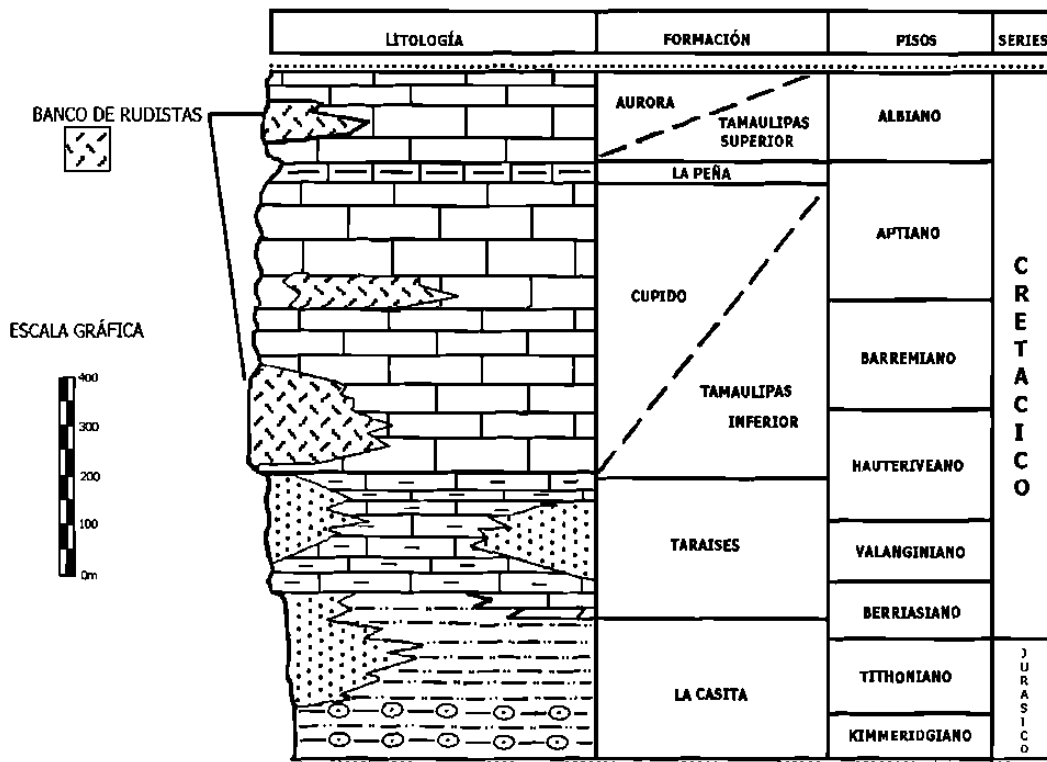


Fig. 6. Sección estratigráfica del área de estudio (Modificado de Michalzik, 1988).



### 7.3 Geología estructural del área de estudio.

Estructuralmente el Cerro de Labradores se encuentra formando un anticlinal recostado hacia el NE denominado "El Anticlinal del Labrador", cuyo núcleo está formado por sedimentos recostados de las Formaciones Taraises, Cupido y La Peña. Hacia la parte superior del flanco, la secuencia se encuentra en posición normal .

La superficie cartografiada corresponde el flanco Este de la porción sur del Cerro de Labradores. Esta área presenta afloramientos de las Formaciones Taraises y Cupido. Las calizas de la Formación Taraises presenta una orientación general NW, SE y son concordantes a la Formación Cupido. A su vez, la Formación Cupido es concordante con las capas de la Formación La Peña.

La Formación Cupido presenta una secuencia normal, carente de fallamiento evidente, el rumbo y buzamiento preferencial de sus estratos se orienta con 159/83 SE.

Los sedimentos cuaternarios que forman la cobertura superficial en la zona de estudio están representados por aluviones que cubren discordantemente las planicies bajas de la zona de estudio, así como las terrazas que flanquean el arroyo del poblado Brownsville. Estos sedimentos cubren parcialmente el contacto estructural entre las Formaciones Taraises y Cupido hacia la zona del arroyo.

Para hacer una interpretación de la tectónica del área de estudio, se realizó una serie de mediciones, básicamente diaclasas, a fin de documentar las estructuras presentes en el área. Para la representación de esta información, se uso el programa Stereo Nett Versión 2.4.

En la Carta Geológica-Estructural (ver Anexo 1), se incluyen las redes estereográficas correspondientes a los sitios de medición (1 y 2) de donde se hicieron inventarios tectónicos dentro del perfil stratigráfico. Los rumbos y buzamientos preferenciales registrados son de 74/87 SE y 73/84 SE. El graficado de estos datos muestran que las diaclasas están representadas geoméricamente por una familia de diaclasas de tipo ac, desarrolladas perpendicularmente al rumbo y buzamiento preferencial de estratificación (Hancock, 1985).

## **8.- ESTRATIGRAFÍA DE LA FORMACIÓN CUPIDO.**

### **8.1 Antecedentes.**

Aspectos generales como son los geológicos, los estructurales, así como estratigráficos para los depósitos de la Formación Cupido en el noreste de México han sido tratados por diversos autores nacionales y extranjeros.

La tectónica de la Sierra Madre Oriental, ha sido ampliamente tratada por De Cserna (1956).

Bishop (1970, 1972) ha trabajado el aspecto estratigráfico de las calizas Cupido en la localidad de Sierra de Picachos en Nuevo León y menciona la presencia de rudistas en el área de Galeana, Nuevo León.

Zwanziger en 1978 realizó una investigación sobre “La Geología Regional del Sistema Sedimentario Cupido” en donde menciona los términos formacionales en función de su ambiente de depósito propuestos por él y por García, en 1971 para esta Formación siendo los siguientes: Formación Cupido (la de plataforma), Arrecife Cupido (bancos arrecifales) y Formación Tamaulipas Inferior (cuenca).

Smith, en 1981 realiza un estudio estratigráfico para el Cretácico Inferior detallando la distribución de facies en cada piso.

En 1990, Wilson efectúa un estudio general sobre los controles del basamento estructural durante el Mesozoico. Más tarde en 1999, realiza una investigación más detallada sobre la tendencia del arrecife así como su trayectoria.

En 1993 Wilson & Ward, trabajan sobre plataformas carbonatadas del Cretácico Temprano, enfocándose básicamente en la Formación Cupido.

Meiburg (1987), realizó una investigación sobre la paleogeografía del Cretácico en la Sierra Madre Oriental.

La paleoecología, la petrología y los ambientes deposicionales de las Formaciones Cupido y El Abra, fueron analizadas en 1984 por Johnson, donde menciona algunos géneros de rudistas encontrados en estas Formaciones, citando para la Formación Cupido a los rudistas caprínidos y requiénidos.

Eguiluz De Antuñano, en 1991 menciona los diferentes ambientes deposicionales de la Formación Cupido.

Trabajos sobre estratigrafía y evolución paleogeográfica de la misma Formación han sido publicados por Goldhammer, et al., (1991) y Goldhammer, (1999); Longoria, (1998); Lehmann, et al., (1998) y Lehmann, et al., (1999).

Aportaciones realizadas dentro de estos campos para la región de Galeana, datan desde 1960 y se han continuado con la contribución de investigadores nacionales y extranjeros y por tesis de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León.

Tavera-Amezcuca en 1960, llevó a cabo una investigación sobre los yacimientos de Barita en la región de Galeana.

Hernández en 1966, elaboró su tesis profesional enfocada a la geología entre Linares y Galeana. En ella describe la secuencia estratigráfica comprendida desde el Cretácico Temprano hasta el Cenozoico.

Durante los años setentas y ochentas, nuevos investigadores realizan estudios en esta parte de Nuevo León. Por ejemplo Padilla y Sánchez, en 1978 elabora un estudio denominado "Bosquejo Geológico-Estructural de la Sierra Madre Oriental en el área Linares-Galeana-San Roberto, Estado de Nuevo León" en donde incluye 13 unidades que determinan la secuencia estratigráfica que va desde el Triásico hasta el Cretácico Superior. El mismo autor en 1982, en su trabajo doctoral, llevó a cabo una investigación sobre la evolución geológica de la Sierra Madre Oriental entre Linares, Concepción del Oro, Saltillo y Monterrey.

En 1980, Moor trabaja el aspecto estratigráfico y estructural del Anticlinal del Potosí y propone un alto paleogeográfico en el basamento denominado "Galeana Platform". Además realizó un perfil que incluye a la Sierra de Viborillas y al Cerro de Labrador al cual denomina "Anticlinal El Labrador". Con respecto a la Formación Cupido, menciona sus características litológicas y cita las facies para esta Formación determinadas con anterioridad por Conklin & Moore en 1977.

Michalzik (1986a, 1986b, 1987, 1988) trabajó en el área de Galeana y propone un modelo de facies dentro del contexto paleogeográfico del Triásico al Cretácico Inferior.

Götte, (1988), entonces investigador de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León, publica un artículo denominado "Estudio Geológico-Estructural de Galeana / N. L. (México) y sus alrededores" en donde hace mención del Cerro de Labradores y su facies arrecifal.

Estas interpretaciones regionales han dejado estudios más generalizados relacionados especialmente al desarrollo de las facies, componentes paleontológicos y aspectos petrográficos de la Formación Cupido.

Estudios efectuados en áreas próximas a la zona de estudio, han sido desarrollados por:

De León en 1991, aborda el desarrollo facial de la Formación Cupido en el área de Galeana, Nuevo León. Básicamente elabora un análisis de microfacies a partir del perfil estratigráfico levantado en el Cerro Negro ubicado al sureste del área de estudio.

Aguilar-Pérez, et al., (1999) realizan un estudio preliminar de los rudistas caprínidos encontrados en el Cerro de Labradores.

Aguilar-Pérez, (2002), delimita por primera vez el área de máxima concentración de rudistas (banco de rudistas) en el Cerro de Labradores y establece las características taxonómicas de los mismos.

## 8.2 Definición.

Imlay (1937), define por primera vez a la Formación Cupido como una secuencia calcárea situada entre las Formaciones Taraises y La Peña. Se fijó como localidad tipo la pared norte del cañón del Mimbres, asignándosele una edad de Hauteriviano Tardío a Barremiano. Fue modificada más tarde por Humprey (1949), quien consideró que la parte inferior calcárea de la Formación La Peña definida por Imlay (1937), correspondía a las calizas Cupido, por lo tanto la

Formación La Peña se restringe al miembro superior calcáreo arcilloso con presencia del horizonte con el amonite *Dufrenoya justinae* Hill, en su base.

En 1956, Humprey & Díaz, definieron la caliza Cupido y la elevan al rango de Formación, incluyendo a todas las rocas carbonatadas que en la Sierra de Parras están situadas sobre la Formación Taraises y bajo la Formación La Peña correspondiendo así a rocas sedimentarias de ambientes de mar abierto, arrecife y plataforma.

### 8.3 Litología.

De Cserna, (1956); Hernández, (1966); Bishop, (1970); Padilla y Sánchez, (1978, 1982); Conklin & Moor, (1977); Zwanziger, (1978); Eguiluz De Antuñano, (1991) y más recientemente Wilson, (1999); Lehmann, et al., (1999) y Goldhammer, (1999); son sólo algunos de los investigadores que han realizado trabajos en la porción noreste de nuestro país y definen a la Formación Cupido como la sucesión de calizas de color gris a gris claro con intercalaciones arcillosas y margosas, con nódulos de pedernal, hematita y pirita, así como estilolitas. La estratificación se encuentra clasificada como delgada a mediana y masiva. Así mismo han determinado que esta Formación está caracterizada por tres ambientes deposicionales: la facies de plataforma, la arrecifal y la de mar abierto o pelágica.

### 8.4 Asociación de facies y distribución.

Se hace mención a continuación de cada una de las facies de la Formación Cupido, tomando en consideración características principales, como textura deposicional y componentes esqueléticos.

La facies de plataforma se compone de "mudstone-packstone" dolomitizado con intercalaciones de "grainstone" oolítico y pelets, así como "wackestone" bioclástico con miliólidos y rudistas; se le ha establecido en la porción norte de la Sierra de Parras en Coahuila y en los Potrero Chico y Potrero García cerca de Monterrey, Nuevo León (Lehmann, et al., 1999).

La facies arrecifal está constituida de “boundstone” de rudistas caprínidos y requiénidos asociados con corales, estromatoporoides, esponjas y algas rojas calcáreas; se le ha delimitado en la zona sureste de la Cuenca de Sabinas y se extiende desde Nuevo Laredo, Tamaulipas hasta Monterrey, Nuevo León; curveándose hacia el suroeste hasta la región de Saltillo y Parras, Coahuila; bordeando también la parte sur y suroeste de la plataforma de Coahuila. Estudios regionales realizados por Wilson (1981, 1999), ubican a esta facies en el núcleo de la Sierra Las Gomas en el municipio de Bustamante, el Cañón de la Huasteca en Santa Catarina, Potrero de Minas Viejas al norte de Monterrey, en el Cerro de la Silla al suroeste de Monterrey, extendiéndose hasta la Laguna de Sánchez, Rayones y el sur de Galeana e n el Cerro de Labradores y Cerro Negro donde cambia abruptamente de rumbo hacia el noroeste-oeste.

La facies pelágica o de mar abierto se compone de “mudstone” a “wackestone” con bioclastos como radiolarios, nannocónidos, cocolitos y escasos equinodermos, además de litoclastos. Esta facies ha sido ubicada al sur y este del área de Monterrey, Nuevo León y Saltillo, Coahuila.

### 8.5 Edad.

La edad propuesta por Imlay (1937) para la Formación Cupido de acuerdo a su contenido faunístico consistente de rudistas, gasterópodos y ostrácodos, es del Hauteriviano Tardío al Aptiano Temprano.

## 9.- LOS RUDISTAS, ELEMENTO PALEONTOLÓGICO DE LA FORMACIÓN CUPIDO.

Desde el sur de Louisiana a través de Texas, U. S. A., (Formación Sligo) hasta el noreste de México en el estado de Nuevo León (Formación Cupido), aflora una amplia secuencia de sedimentos de mares epicontinentales someros desarrollados durante el Cretácico Temprano. Estas amplias plataformas calcáreas bordeaban el ancestral Golfo de México.

Los límites de estos depósitos estuvieron controlados por extensos elementos paleogeográficos y bajos relieves: el Cratón de Texas, la Meseta Central, la Península de Tamaulipas y la Península de Coahuila (Conklin & Moore, 1977).

Las plataformas epicontinentales extensamente desarrolladas en el Proto-Golfo tuvieron vínculo con el Tethys europeo. La apertura hacia el oeste del Tethys y la conexión marina abierta entre este y el Proto-Caribe durante el Jurásico y el Cretácico permitió la expansión de ambientes marinos tropicales y biotas del Tethys dentro de la región del Proto-Golfo de México durante este periodo (Frankes, 1979).

Las facies de estas plataformas fueron reguladas por las fluctuaciones del nivel del mar. Estos ciclos eustáticos registran ascensos y descensos del nivel del mar los cuales ocurrieron en una escala global (Vail, et al., 1977). Estos acontecimientos son correlacionables con eventos eustáticos epicontinentales globales.

La somerización relativa del nivel del mar registrada en el noreste de México, favoreció el desarrollo de un grupo aberrante de moluscos bivalvos pertenecientes a la superfamilia *Hippuritacea* conocidos mundialmente como "rudistas".

### 9.1 Generalidades de los rudistas.

Los rudistas fueron animales sésiles, solitarios y de hábitos gregarios. Constan de dos valvas desiguales en forma y tamaño, siendo la valva inferior, generalmente la mayor, la que está fija al sustrato por medio de la región umbonal. Su forma puede ser muy variada a partir de cuatro tipos básicos: cilíndrica, cónica, foliácea y enrollada. La valva superior o libre es la de menor tamaño, aunque puede ser tan grande o algo menor que la fija, siendo entonces cilíndrica o cónica, curva o enrollada en espiral; cuando es pequeña, reducida a una tapa u opérculo, es cónica, convexa o plana (Alencáster, 1990).

Los rudistas vivieron en un medio semejante al de los corales arrecifales actuales, lo que indica que habitaban un medio ecológico bien definido, de agua limpia, poco profunda no mayor a los 100 m y de temperatura caliente aproximadamente 20°C.

Estos bivalvos compartieron el ecosistema con otros organismos, principalmente algas, foraminíferos, corales, gasterópodos, pelecípodos, briozoarios y esponjas, que junto con los sedimentos, constituyeron cuerpos calcáreos de diversas magnitudes en forma de biostromas o biohermas, que en general se denominan "arrecifes de rudistas".

### 9.2 Distribución Geográfica.

Los rudistas poblaron por cien millones de años los mares someros del Dominio del Tethys (Philip, 1982) que se extendía en una franja circum-ecuatorial dentro de la que quedaban comprendidas las regiones tropical y subtropical del globo. Estos fósiles se encuentran, solamente en aquellas regiones que están incluidas dentro de este dominio e incluye los países de Europa y África que bordean el Mediterráneo, Medio Oriente, el sur de Estados Unidos de América, la región del Caribe y todo el territorio Mexicano.

Los escasos hallazgos de rudistas aislados o de grupos pequeños fuera de este dominio, tanto al norte como al sur, representan eventos de corta duración de expansión del clima cálido hasta las regiones templadas, generalmente asociadas a fases transgresivas (Fig. 7).



### 9.3 Origen y Diversificación.

Los primeros rudistas aparecen en Europa en el Oxfordiano (Jurásico Tardío), siendo semejantes a algunos géneros de bivalvos de la familia *Megalodontidae*, de los que seguramente se originaron. A través de cambios evolutivos graduales, estos organismos se diversifican en siete familias principales que invadieron los diferentes nichos de las plataformas calcáreas que habitaban.

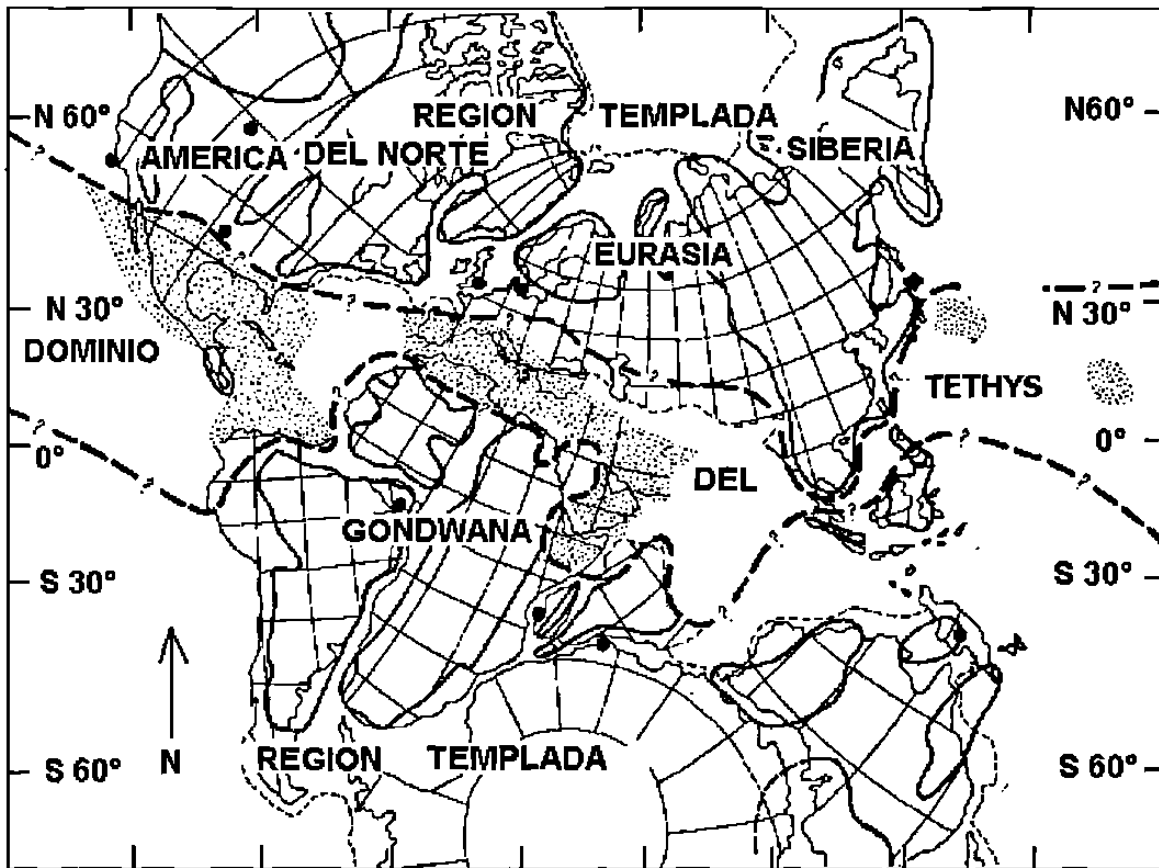


Fig. 7. Distribución de bancos y arrecifes de rudistas (áreas punteadas) durante el Cretácico en el Dominio del Tethys. Los círculos negros corresponden a localidades aisladas de rudistas en la región templada. Las áreas rodeadas por línea continua gruesa corresponden a tierras nunca cubiertas por mares cretácicos. (Tomado de Alencáster, 1990).

Las siete familias más conocidas que comprende este grupo difieren no sólo en las variaciones morfológicas (importante para la clasificación) sino que también en su abundancia y alcance estratigráfico. Estas familias son: *Diceratidae* (Oxfordiano-Valanginiano), *Requienidae* (Turoniano-Maastrichtiano), *Monopleuridae* (Valanginiano-Maastrichtiano), *Caprotinidae* (Barremiano-Turoniano), *Caprinidae* (Hauteriviano-Maastrichtiano), *Radiolitidae* (Aptiano-Maastrichtiano) e *Hippuritidae* (Turoniano-Maastrichtiano) (Fig. 8).

#### 9.4 Provincialismo.

En América, los rudistas aparecen hasta el Barremiano (Cretácico Temprano). Durante el Aptiano surgen géneros endémicos, iniciándose un provincialismo, tanto en América como en Eurasia, que alcanzó su nivel más alto en el Maastrichtiano, cuando se presenta la extinción total del grupo (Alencáster, 1990).

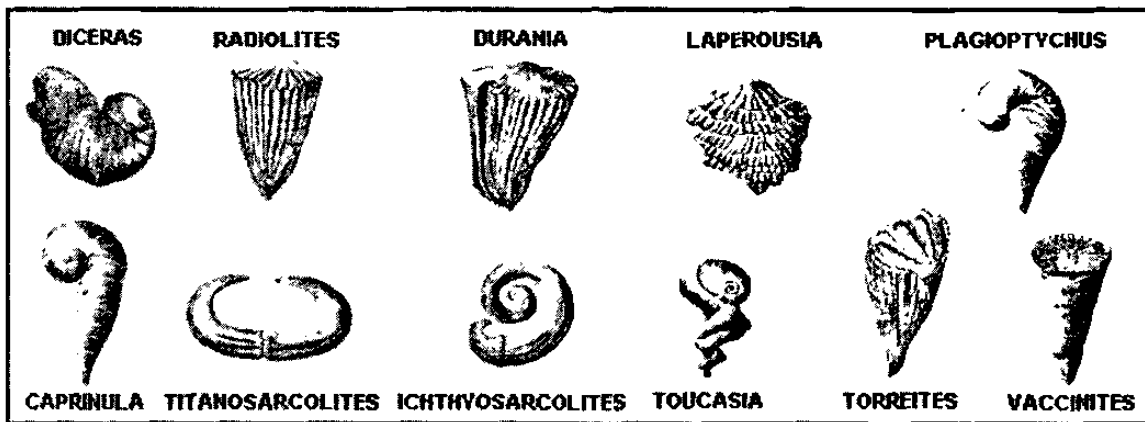


Fig. 8. Variaciones morfológicas de las conchas de rudistas. Familias: *Diceratidae* (*Diceras*); *Radiolitidae* (*Radiolites*, *Durania* y *Laperousia*); *Caprinidae* (*Plagioptychus*, *Caprinula*, *Titanosarcolites* e *Ichthyosarcolites*); *Requienidae* (*Toucasia*) e *Hippuritidae* (*Torreites* y *Vaccinites*) (Tomado de Schumann & Steuber, 1997).

México es uno de los países que contiene las faunas más ricas y variadas de rudistas, pues se encuentran en todo el territorio, en la mayoría de las rocas del Cretácico, que son las rocas sedimentarias más ampliamente desarrolladas en México, tanto en superficie como en subsuelo.

Este grupo exclusivamente bentónico es el principal elemento paleontológico de las capas de la Formación Cupido, alcanzando su máximo desarrollo durante el Barremiano Medio hasta el Aptiano Medio.

Los depósitos de esta Formación afloran extensamente en el noreste de nuestro país, en donde la facies arrecifal de esta Formación están constituidos por rudistas de las familias *Caprinidae*, *Requienidae* y *Monopleuridae*. Esta facies aflora únicamente a la porción norte del Cerro de Labradores lo cual indica un ambiente somero. Tales condiciones no se continúan hacia el lado sur en el ejido de Brownsville, lo que sugiere un cambio litológico lateral importante.

Datos paleogeográficos regionales registran un aumento en el nivel del agua y un relativo hundimiento de la plataforma durante el Aptiano Tardío, cesando el desarrollo de la Plataforma Cupido e interrumpiendo la depositación de carbonatos someros, los cuales son reemplazados por facies de aguas más profundas que caracterizan las capas de la Formación La Peña.

El inicio de esta depositación muestra un aumento en los componentes terrígenos arrastrados al mar desde las áreas positivas y una disminución en la abundancia de organismos bentónicos. La fauna característica de esta Formación son amonites, foraminíferos planctónicos, ostrácodos y radiolarios hacia la parte superior.

La Formación La Peña marca el pico de la transgresión marina y terminación de la Plataforma Cupido. La terminación coincide con un episodio de descenso de plataformas someras en todas las regiones peri-Tethyanas (Lehmann, et al., 1999).

## 10.- PERFIL LITOLÓGICO.

Para el levantamiento de la columna estratigráfica en el Cerro de Labradores, se tomaron muestras en los flancos del arroyo perenne que corre a través del ejido de Brownsville ubicado al sureste de Galeana, Nuevo León, a 1,500 msnm. La sección se midió con cinta métrica con una separación de 1.50 m entre muestras en un espesor real de 183.5 m.

Se colectaron un total de 122 muestras de calizas y se realizó el mismo número de secciones delgadas.

Es importante hacer notar que los depósitos de esta Formación no están expuestos en su totalidad en el área de estudio por lo que el muestreo no fue continuo, dado que existen aproximadamente 100 m del perfil que se encuentran cubiertos por materiales sedimentarios recientes, por lo tanto el espesor medido de la Formación Cupido es de 283 m, que no concuerda con el espesor reportado por Padilla y Sánchez (1978) de más de 500 m.

### 10.1 Descripción.

En el marco estratigráfico de la región, la Formación Cupido se encuentra sobreyaciendo a los estratos de la Formación Taraises. Esta presenta una zona transicional con cambios litológicos graduales, mostrando calizas ligeramente arcillosas con intercalaciones de lutitas calcáreas características de esta Formación, hacia los estratos de calizas más potentes pertenecientes a la Formación Cupido. Las mediciones se iniciaron justo en este límite.

Las características litológicas, la estratificación y las estructuras sedimentarias (superficies de estratificación) y post-sedimentarias es decir diagenéticas (como inclusiones de óxido de hierro, nódulos o bandas de pedernal, diaclasas y estilolitas), son los elementos principales utilizados como criterio para dividir a la columna en tres transectos (ver Perfil Estratigráfico en Anexo 2).

El primer transecto comprende un espesor aparente de 99 m (secciones delgadas LY-53 Cu hasta LY-119 Cu) caracterizado por calizas de color gris claro en superficie y gris oscuro en muestra fresca. Se disponen geoméricamente en forma tabular. Los estratos tienen escasas estilolitas paralelas a la estratificación, inclusiones de óxido de hierro y diaclasas. Un rasgo característico de este transecto es la composición litológica de los primeros 53 m (secciones delgadas LY-53 Cu hasta LY-88 Cu) donde las calizas son ligeramente arcillosa-margosas (Figs. 9 y 10) y presentan superficies de estratificación, con estructuras de carga en la base del estrato. Esta característica predomina en los estratos que miden de 40 a 70 cm de espesor los cuales se intercalan con estratos que oscilan entre los 70 cm hasta los 4 m de espesor.



Fig. 9. Alternancia de calizas y calizas arcillosas-margosas correspondientes a las rocas del primer transecto del perfil de la Formación Cupido, en la porción sur del Cerro de Labradores.





Fig. 10. El primer transecto del perfil está caracterizado por calizas de color gris claro en superficie y escasas estilolitas paralelas a la estratificación. En la zona de estudio, la Formación Cupido muestra estos rasgos litológicos en su parte basal.

El segundo transecto está constituido por aproximadamente 100 m de sedimentos recientes conformados básicamente por terrazas, suelo y caliche que cubren total o parcialmente los estratos. Por lo tanto existen áreas donde se observan éstos, pero no siendo clara la estratificación como dato importante para el levantamiento, no se realizó la colecta de las muestras de rocas, de tal manera que esto interrumpió el muestreo continuo del perfil (Figs. 11 y 12).

Fig. 12 Terraza que banquiza el arroyo de Brownsville con un desnivel hacia el cauce de aproximadamente 25 m.





Fig. 11. Fotografía correspondiente al segundo transecto del perfil, tomada en el cauce del arroyo ubicado en el ejido de Brownsville, Galeana.



Fig. 12. Terraza que flanquea el arroyo de Brownsville con un desnivel hacia el cauce de aproximadamente 20 m.



El tercer transecto para los restantes 82 m (secciones delgadas LY-120 Cu hasta LY-174 Cu) está integrado por calizas de color gris oscuro en superficie y corte fresco. Se disponen en un único cuerpo de geometría tabular. Como rasgo distintivo contienen abundantes nódulos de pedernal de color negro extendidos paralelamente a la estratificación, en algunos estratos se observan como bandas (Figs. 13 y 14), así como una mayor cantidad de diaclasas y estilolitas que en ocasiones dificultan determinar la potencia de un estrato.

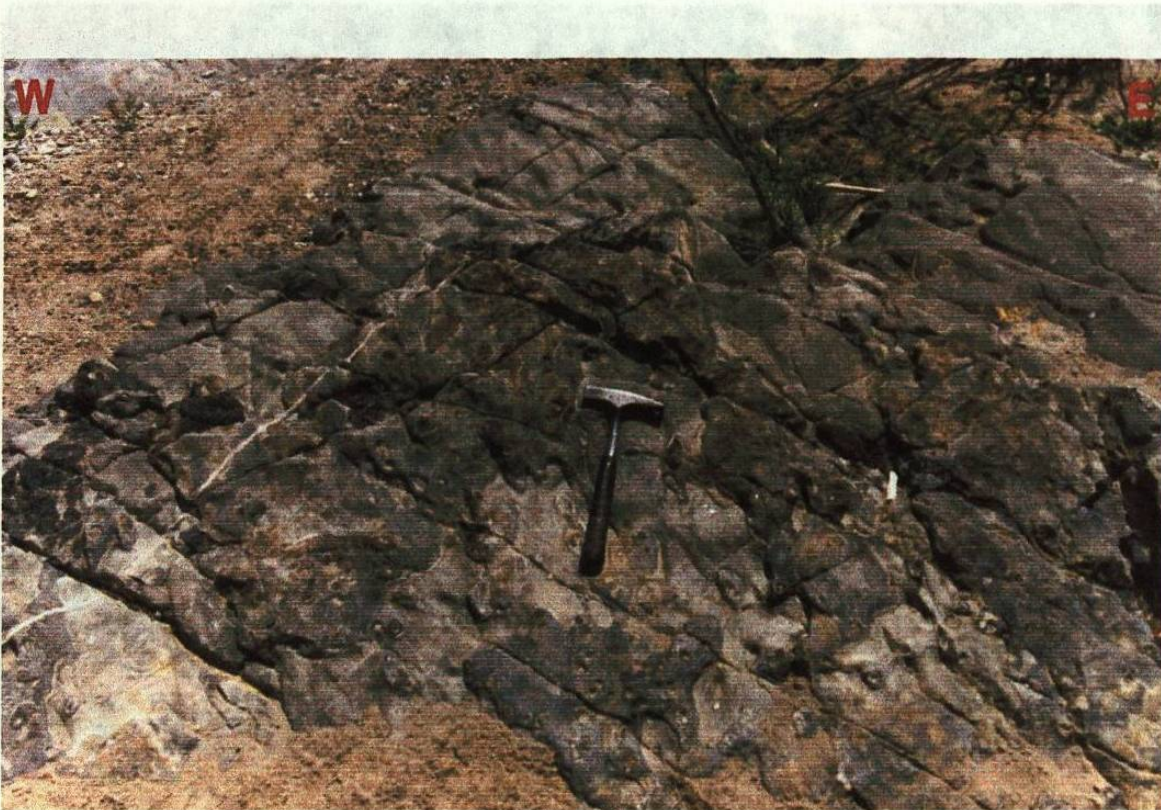


Fig. 14. Calizas con bandas de pedernal extendido paralelamente a la  
Fig. 13. Calizas con restos de bandas de pedernal y algunos nódulos, característica principal del tercer transecto del perfil de la Formación Cupido.



Hacia el techo de esta unidad el cambio litológico de rocas calizas hacia la alternancia de lutitas y margas determina la zona transicional gradual de esta Formación con la subyacente Formación La Peña. Los estratos de este transecto son más potentes y oscilan entre 1.10 y 5 m de espesor, sin embargo a medida que se acerca hacia la zona de transición, los estratos disminuyen drásticamente de potencia, siendo estos más delgados e inclusive la litología también cambia.



Fig. 14. Calizas con bandas de pedernal extendido paralelamente a la estratificación. Estas estructuras post-sedimentarias son observables hacia el techo de esta Formación en la porción sur del Cerro de Labradores.



11.- A lo largo de todo el perfil y básicamente en toda el área cartografiada la ausencia de rudistas es evidente. Se les encuentra sueltos en forma de fragmentos o bien incluidos en cantos rodados o en brechas (Fig. 15), ubicándoseles principalmente en el arroyo lo que indica que son alóctonos, es decir transportados. De igual manera organismos asociados a estos bivalvos como corales, esponjas, gasterópodos, equinoides, etc., nunca se localizaron.



Fig. 15. Canto rodado mostrando cortes transversales y tangenciales de varios géneros de rudistas.

## 11.- MICROFACIES.

La importancia de los estudios sedimentológicos (principalmente los análisis de facies y microfacies), radica en la determinación de una manera precisa, de las características deposicionales en los medios ambientes marinos.

Para poder definir estos paleoambientes, es necesario considerar aspectos como: el tipo de biota existente (microfósil o macrofósil), la textura deposicional de la roca, la litología, los componentes clásticos terrígenos, entre otras características.

La interpretación de estos datos paleontológicos (basada en secciones delgadas) y litológicos permiten determinar cambios en el nivel del mar, establecer la energía del agua y suministro de oxígeno, hacer determinaciones batimétricas (en función de especies). En resumen, permiten precisar las condiciones del medio en que se produjo la depositación.

En la mayoría de los estudios realizados para los depósitos de la Formación Cupido definen el ambiente de cuenca como aquella que se compone de "mudstone" a "wackestone" con bioclastos como radiolarios, nannocónidos, cocolitos y escasos equinodermos, además de litoclastos.

Esta característica ha sido mencionada para algunas regiones de Nuevo León; no obstante para el Cerro de Labradores en el municipio de Galeana, se describe la facies arrecifal, dejando así a un lado la posibilidad de existir la facies de cuenca o mar abierto.

Sin embargo, la sección estudiada localizada en la porción sur del cerro específicamente en el ejido Brownsville, está compuesta en su mayoría de calizas "micritas" o "biomicritas" cuyo contenido microfósil es principalmente pelágico, no existiendo ningún grupo macrofósil "*in situ*" indicador de agua somera tal como rudistas y/o fauna asociada.

Por ello la importancia de este estudio a fin de definir los diferentes paleoambientes para esta zona. Para tal efecto se basaron los análisis en la descripción de las secciones delgadas que se explican en el capítulo 12 ANÁLISIS DE MICROFACIES. La descripción e interpretación se apoyó en las clasificaciones

de Dunham (1962) y Folk (1962), en el Modelo de Deposición de Facies de Wilson (1975) y los Tipos de Microfacies Estándar (SMF) de Flügel (1982).

A continuación se describen cada una de las clasificaciones empleadas.

### 11.1 Clasificación de Dunham.

Conforme a la clasificación de las calizas basada en la textura deposicional propuesta por Dunham (1962), las láminas presentan un porcentaje menor del 10% en componentes mayores a los 2 mm con lodo soportado. Las secciones delgadas se encuentran entre los rangos de "mudstone", con menos del 10 % de granos (>0.3mm, <2mm); "wackestone", con más del 10 % de granos y "packstone", con grano sostenido.

Al hacer la descripción de las secciones delgadas, es posible encontrar unidades que presentan una transición de "mudstone"- "wackestone" o bien "wackestone"- "packstone", esto es debido a que presentan una fase intermedia con estas características.

La frecuencia de aparición de "mudstone"- "wackestone" es mayor que la de "packstone" siendo esta última sólo observada en las unidades 17, 24 y 27 (ver perfil en Anexo 2).

### 11.2 Clasificación de Folk.

La sección esta compuesta en su mayoría de calizas con lodo carbonatado litificado denominado "micrita" de acuerdo a Folk (1962), sin embargo la unidad 27, es la única que presenta cemento de calcita esparítica.

Basándose en la composición de aloquímicos para calizas con matriz de calcita microcristalina las secciones delgadas se ubican como "micrita" y "biomicrita" (Folk, 1962).

Las láminas con textura deposicional tipo "packstone" son consideradas como "biomicritas"; en general se interpretan como aquellos sedimentos que se depositan en un ambiente de baja energía de transporte, poco o nada de movimiento del agua cerca del fondo marino o bien como zona de alta energía afectada por las olas ( Folk, 1962; Flügel, 1982).

### 11.3 Clasificación de Wilson.

Para la determinación de los ambientes deposicionales de las secciones delgadas analizadas, se utilizó la clasificación propuesta por Wilson (1975) del Cinturón de Facies Estándar.

Considerando las características paleontológicas y litológicas, elementos importantes para esta clasificación, las secciones delgadas se ubican en las siguientes zonas:

#### **Zona de cuenca marina abierta o ZF-1.**

De acuerdo a Wilson (1975) la ZF-1, son facies que se acumulan en zonas profundas, por debajo de la línea de nivel del oxígeno, en condiciones euxínicas, lo que impide la existencia de bentos. De esta forma los sedimentos consisten, principalmente en arcillas y carbonatos laminados, no bioturbados, con organismos que caen tras su muerte, bien conservados.

Sin embargo, Sarg (1988) define a la cuenca o "basin floor" como aquella que varía en composición de acuerdo al grado de circulación y profundidad del agua. Los ambientes de cuenca con profundidades de 100 m, con oxigenación y salinidad normal, así como con buenas corrientes y están comúnmente caracterizados por "wackestone" esqueléticos bioturbados y algunos "packstone". Estratos ricos en siliciclastos pueden interestratificarse con los limos. La biota es diversa, puede ser abundante en algunos lugares y puede incluir braquiópodos, corales, cefalópodos y equinodermos.

Así mismo, Sarg (*Ibid*) dice que la máxima profundidad (varios cientos de metros) en áreas de la cuenca más restringidas, son caracterizadas por poco oxígeno y agua sin circulación. Los estratos son delgados y laminados de "mudstone" oscuro en donde el pedernal es común. La biota consiste de espículas de esponjas y es predominantemente pelágica y nectónica, incluyendo calpionélidos, cocolitos y diatomeas.

### **Zona de plataforma marina abierta o ZF-2.**

Son facies que se acumulan a profundidades de varios cientos de metros. El fondo no es influenciado por las olas aunque las tormentas muy fuertes pueden hacer que intermitentemente se vea afectado, generalmente el agua circula bien y las aguas están por tanto bien oxigenadas. Los sedimentos consisten principalmente de calizas micríticas y margas intercaladas.

### **Zona de margen profundo de la plataforma o cuenca o ZF-3.**

Wilson (1975) dice que en la ZF-3 la profundidad, las condiciones del oleaje y el nivel de oxigenación son iguales a los de la Facies 2. La cuenca está situada generalmente bajo la base de las olas, básicamente al pie de la pendiente de la plataforma productora de carbonatos y los sedimentos proceden de ella y se intercalan con depósitos pelágicos. La presencia de pedernal suele ser común en esta facies.

De acuerdo a Sarg (1988), esta zona consiste de un complejo de litofacies que dependen de los tipos de organismos disponibles, así como de las condiciones del agua. El complejo puede incluir "grainstone" esquelético o no esquelético y "packstone", además de arrecife de "boundstone" orgánico o cementado. Los intersticios son rellenados por limo y/o "grainstone" esqueléticos y "packstone". Este cinturón de facies es depositado a profundidades desde el nivel del mar hasta 50 m de profundidad. Las facies del margen de la plataforma pueden gradar hacia la plataforma dentro del cinturón de facies y hacia la cuenca dentro de las facies de "foreslope".

### **Zona de talud de la plataforma o ZF-4.**

Se sitúa en general por encima del nivel de compensación del oxígeno y por debajo del nivel de base del oleaje normal. Los sedimentos en su mayor parte proceden de la plataforma, con algunos arrecifes de tipo "patch" o parche.

Sarg (*Ibid*), define esta zona como aquella que está localizada en la inclinación que se forma hacia el mar más allá del margen de la plataforma, es decir como la rampa o banco progradante hacia el mar. La rampa de deposición

puede tener hasta 35° de inclinación y el agua puede tener una profundidad desde varios cientos hasta más de 1,000 m. Las litofacies consisten de "mudstone" estratificado con mega-slumps y lentes o estratos aplanados que consisten de litoclastos o bioclastos, todos depositados como desechos del banco de arriba. Material siliciclástico interestratificado con carbonato puede estar presente.

#### **Zona atrás de los arrecifes o ZF-6.**

Se disponen en bajíos, playas, barras mareales e islas barrera, formadas en profundidades de entre 5 y 10 m y con frecuentes emersiones. Las comunidades bentónicas son muy pobres ya que es un medio esencialmente de alta energía.

Este cinturón de facies de acuerdo a Sarg (1988), consiste de "mudstone" y "wackestone" o "packstone" peloidal y "grainstone". Si las condiciones marinas normales existen, es abundante la fauna y flora e incluye: corales, moluscos, braquiópodos, esponjas, artrópodos, equinodermos, foraminíferos y algas. La bioturbación es común. Este ambiente ocurre por las llanuras cubiertas por las mareas hacia mar y las profundidades son generalmente someras entre los 10 a 20 m cuando mucho. La circulación del agua es de baja hasta moderadamente alta dependiendo del grado de restricción del margen de la plataforma.

#### **11.4 Clasificación de Flügel.**

Con la ayuda de datos sedimentológicos así como paleontológicos, los tipos de microfacies para calizas de varias edades pueden ser combinados dentro de los tipos principales que reflejan las condiciones de deposición y ecológicas en un cierto ambiente sedimentario.

Los 24 Tipos de Microfacies Estándar (SMF) son atribuidos a los tipos de carbonatos diferenciados por Dunham y que se exponen en la tabla 1. Esta tabla puede ser usada como una clave de identificación para los tipos de microfacies estándar.

MUDSTONE O BINDSTONE (c, d, e)	WACKESTONE O FLOATSTONE	PACKSTONE	GRAINSTONE O RUDSTONE	BOUNDSTONE
a) Con espículas 1	a) Con bioclastos 9	a) Con bioclastos y extraclastos 4	a) Con cortoides 11	a) Organismos sésiles "in situ" formando estructuras orgánicas framestones o bafflestones 7
b) Con microfósiles pelágicos 3	b) Con oncoides 22		b) Con oncoides 13	
c) Fábrica fenestral laminoide 19	c) Con organismos sésiles 8		c) Con ooides 15	
d) Estromatolitos algales 20	d) Cortoides y bioclastos gastados en ambientes de alta energía en micrita 10		d) Con peloides 16	
e) Fábrica de espongiostromas 21			e) Con granos agregados 17	
f) Sin fósiles 23			f) Con abundantes dasicladáceas o abun- dantes foraminíferos 18	
			g) Rudstones con detritos arrecifales 6	
			h) Rudstones o floatstone con clastos consistiendo de micrita o calcisilita sin fósiles 24	
		b) Microbioclastos calcisilita, bioclastos y peloides muy pequeños 2		
		c) Bioclastos, abundante sedimento interno, algunas veces desarrollado como floatstone 5		
		d) Acumulaciones de bioclastos como coquina de pelecípodos o equinodermos 12		

Tabla 1. Tipos de Microfacies Estándar (1-24) y tipos de texturas deposicionales (Tomado de Flügel, 1982).



A continuación se describen únicamente 7 de los 24 tipos de microfácies estándar, por ser estos los que presentan las características que determinan las condiciones deposicionales de las secciones delgadas analizadas, tomando como base la tabla 1.

Es importante mencionar que Wilson (1975), asigna los 24 tipos de microfácies estándar (SMF) a las 9 zonas del “Cinturón de Facies Estándar”, por lo cual un tipo de SMF puede aparecer en varias de las zonas del cinturón de facies.

### **SMF 1) Espiculita.**

“Mudstone” o “wackestone” de arcilla oscura, rica en materia orgánica o espículas silíceas. Espículas usualmente orientadas, generalmente monoaxonas silíceas, comúnmente reemplazadas por calcita. Se ubica en ZF-1 que corresponde a la facies de cuenca, caracterizado por ser un ambiente de agua profunda con sedimentación lenta.

### **SMF 3) “Mudstone” y “wackestone” pelágico.**

Matriz micrítica conteniendo microfósiles pelágicos dispersos o megafauna. Se ubica en ZF-1 y ZF-3 que define a un medio ambiente de pendiente suave y cuenca.

### **SMF 5) “Grainstone”-“packstone” o “floatstone”.**

Con bioclastos derivados de los habitantes arrecifales. Se ubica en ZF-4 en facies del flanco arrecifal típico.

### **SMF 9) “Wackestone” bioclástico o micrita bioclástica.**

Fragmentos de diversos organismos los cuales han sido texturalmente homogeneizados a través de la bioturbación. Los bioclastos pudieron ser micritizados. Se ubica en ZF-2 y ZF-7 que corresponde a aguas someras con circulación abierta o justo debajo de la base de las olas.

#### **SMF 10) “Wackestone” o “packstone”.**

Con bioclastos desgastados y envueltos. Se ubica en ZF-2 y ZF-7 e indica inversión textural, las partículas dominantes son de ambientes de alta energía y de zonas de bajíos y tuvieron movimiento hacia las pendientes bajas y se depositaron en aguas tranquilas.

#### **SMF 11) “Grainstone”.**

Con bioclastos envueltos en cementos esparítico. Se ubica en ZF-6 y corresponde a áreas con constante acción de las olas o bajo la base de las olas.

#### **SMF 16) “Grainstone” con pelets.**

Posiblemente pelets fecales, mezclados con concentraciones de conchas de ostrácodos o foraminíferos. Se ubica en ZF-7 y ZF-8 como aguas someras muy cálidas con moderada circulación del agua.

### **11.5 Otros componentes.**

Componentes mineralógicos como el óxido de hierro es observado en las muestras en cantidades variables, en ocasiones se presenta como manchas y en otras se observa como bandas asociadas a fisuras rellenas de calcita, pudiendo ser visto tanto a simple vista como microscópicamente.

De igual manera se observa cantidades variables de materia orgánica en casi todas las secciones delgada.

Es conveniente hacer notar que el alto suministro de materia orgánica en sedimentos marinos profundos, comúnmente conduce a la deficiencia de oxígeno lo que favorece la precipitación de óxido de hierro, sulfuro de hierro, etc., (Sarg, 1988).

La cantidad de granos detríticos como litoclastos es variable. Granos de cuarzo angulosos son observados en algunas láminas.