LA FORMACION CARBONERA Y SUS IMPLICACIONES TECTONICAS, ESTADOS DE COAHUILA Y NUEVO LEON.

*Samuel Eguíluz de Antuñano **

RESUMEN

En las montañas situadas en el área Norte de la Curvatura de Monterrey, ubicada entre las ciudades de Monterrey, N.L. y Saltillo Coah., aflora una secuencia de areniscas que sirvió de base para postular la existencia de un antiguo continente, de edad Jurásica, al que se le llamó península de Coahuila. En estudios recientes se ha encontrado que la parte superior de esas areniscas posee amonitas del Neocomense, pero a toda la secuencia se le ha incluido dentro de la Formación La Casita.

En este trabajo se indican los fundamentos litológicos para separar a esas areniscas en dos unidades, la inferior de la Formación La Casita y la superior a la que se correlaciona con la Formación Carbonera. Se propone utilizar el nombre de Formación Carbonera para designar a toda la secuencia siliciclástica del Neocomense depositada en diferentes ambientes ubicados en el borde austral de la paleoisla de Coahuila, que sobreyacen a las formaciones La Casita ó Taraises y subyacen a las formaciones La Virgen o Cupido. Sus características líticas propias la individualizan de las formaciones San Marcos, Las Vigas y Barril Viejo, con las que aproximadamente se correlaciona en edad.

Varias columnas estratigráficas medidas en el campo, permiten reconstruir la distribución de litofacies de la Formación Carbonera en la Curvatura de Monterrey. La correlación regional de columnas estratigráficas del Neocomense en las cuencas del norte de México, sugiere que existieron eventos sedimentarios sincrónicos, que se correlacionan con cambios eustáticos globales. La presencia de estas facies clástica Neocomense en la Curvatura de Monterrey, establece una diferencia estratigráfica clara, con implicaciones estructurales, para separar a los anticlinorios de Arteaga y de Parras.

Entre Monterrey, N.L. y Saltillo, Coah., la Sierra Madre Oriental forma una curvatura que ha dado origen a diversas interpretaciones, la información geofísica y geológica integrada, encuentra continuidad gravimétrica y estructural entre los buzamientos de los anticlinales de los Muertos, San Lucas y Arteaga, al oriente, con la extensión de estos pliegues abiertos en el Grupo Difunta, al poniente. La deformación en el área de estudio es una transición entre el estilo tectónico de la Cuenca de Sabinas, al norte y las grandes aloctonías de los sectores transversal de Parras y San Pedro del Gallo al sur y poniente, documentados con anterioridad.

* PEMEX, Exploración Z. NE.

Las configuraciones de basamento magnético, gravimetría regional, sismología y los pozos perforados en la región, apoyan la idea expresada por otros autores de considerar que la terminación sureste del bloque de Coahuila, influyó en la paleogeografía formando parte de un portal de comunicación marina jurásica, entre la Cuenca del Centro de México y las cuencas del oriente.

A B S T R A C T

The mountain ranges situated on the Curvature of Monterrey, between Monterrey and Saltillo cities, northeastern Mexico, exhibit a sandstone sequence that was the base to fundament the existence of a landmass during the Jurassic.

Former studies had situated the clastic rocks within La casita Formation. New studies have founded that the sandstone contains ammonites of Neocomian age.

In this paper it is made the distinction between two siliciclastic sequence, assigning the upper part to the Carbonera Formation. It is propoused in this paper the name Carbonera for a siliciclastic rocks of Neocomian age of diverse environments situated on the austral margin of the Coahuila paleoisland, the sequence overlay La Casita or Taraise Formations and underlay Cupido or Virgen formations. The Carbonera Formation correlates with Hosston, San Marcos, Las Vigas and Barril Viejo Formations. The deposits of Carbonera formation in the Monterrey-Saltillo area and their regional correlation in other basins of northern Mexico, suggest that the sedimentary event was synchronous and has close relationships with global eustatic sea level changes.

Geophysical and geological data suggest the structural continuity between the Muertos, San Lucas and Arteaga anticlines in the east, and their extention to the west. The deformation style is a transitional zone between the Sabinas basin and the fold and thrust belt of Parras area.

Configuration of magnetic basement, sismology, gravity data and petroleum wells information, confirm the idea postulated before by many authors to consider the southern limit of the Coahuila block as a paleochanel situated between the Mexican Interior Basin and other basins to the east.

INTRODUCCION

El trabajo cubre un área situada entre los meridianos 100 grados 00' a 101 grados 50' de longitud oeste y los paralelos 25 grados 05' a 26 grados 30' de latitud norte, con una superficie irregular que se ubica en los estados de Coahuila y Nuevo León (Fig. 1). Se define como Curvatura de Monterrey al arqueamiento morfotectónico que adquieren la Sierra Madre Oriental, en su terminación norte, localizada entre las ciudades de Monterrey, Nuevo León y Saltillo, Coah.

Esta región por su acceso fácil y belleza geológica ha llamado la atención de numerosos investigadores, que han publicado valiosa información para el conocimiento del área, no obstante al cúmulo de ésta, cada día incrementa más el acervo de datos y surgen nuevas ideas, que corroboran o modifican conceptos que a través del tiempo han tenido arraigo en la literatura, sin que con eso, se haya dicho aún la última palabra en la exploración de esta región, que en el futuro nos seguirá aportando sorpresas. Empresas Paraestatales (PEMEX, CFE) y otras como la S A R H, etc; con sus Informes, también han participado activamente en la exploración de la comarca, pero desafortunadamente poca de esa información se ha publicado.

En este trabajo se recalca la importancia que tienen los avances estratigráficos realizados en los últimos años y además se integran varios estudios geofísicos efectuados por Petróleos Mexicanos, en diferentes áreas aisladas entre sí,

junto con datos aportados por algunos pozos, que en conjunto ayudan a realizar interpretaciones que precisan la paleogeografía y tectónica regional y que tienen por objetivo, evaluar el potencial económico de los recursos naturales del subsuelo.

ANTECEDENTES

En el área que cubre este trabajo existe abundante información geológica, que es conveniente mencionar como antecedente de la evolución de los conocimientos: Bosse (1923), Imlay (1936,1937 y 1940), Humphrey (1949) y Grover et. al.(1962), establecieron la nomenclatura y sentaron las bases para diferenciar las características líticas de las unidades estratigráficas, Garza (1973), Longoria (1975), Alfonso (1978) y Aguayo (1978) redefinieron algunas formaciones y aportan nuevos datos para correlaciones estratigráficas precisas, mientras que Wilson (1981), Guzmán (1974), Fortunato y Ward (1982), Egulluz y Aranda (1983), Michalzik (1987), etc., han contribuido con estudios específicos de sedimentología, diagénesis, correlaciones, etc., de las formaciones Taraises, Carbonera, Cupido y La Casita.

Longoria (1975), Contreras (1977) y Vega (1987), entre otros, han aportado datos bioestratigráficos importantes, que aunados a los estudios anteriores, precisan las edades de depositación de las secuencias mesozoicas.

LOCALIZACION DEL AREA

FIGURA 1

De la Información anterior resalta por su trascendencia el trabajo de Garza (1973), que aporta el marco de sedimentación y nomenclatura precisas para diferenciar a las formaciones Paila, Acatita y Treviño del Albense-Cenomanense, que incorrectamente eran confundidas con la formación Aurora (Burrows, 1910).

Otras contribuciones a la estratigrafía han sido dadas por Wilson y Pialli (1977) y Fortunato y Ward (1982), que reconocieron que la parte superior de las areniscas de la Formación La Casita, considerada con anterioridad exclusivamente jurásica, contiene amonitas del Cretácico. Vega (1987) también ha modificado conceptos estratigráficos al encontrar faunas eocénicas en la Formación Adjuntas, considerada anteriormente del Maestrichtense.

De Cserna (1956) y Padilla (1978 y 1985) han contribuido con cartografía confiable que expone, entre otros datos, la diferencia entre regiones con estilos estructurales propios que el autor ha utilizado, para ubicar específicamente la parte estudiada de este trabajo. A través de imágenes Landsat, Mitre (1981), ofrece un análisis de lineamientos y rasgos geológicos de la Curvatura de Monterrey. Reyes *et al.* (1986) también han colaborado con cartas y perfiles geomórficos que ayudan a entender aspectos tectónicos, en este último campo destaca el trabajo de Quintero y Aranda (1985), que reconocen las diferencias estructurales entre los anticlinorios de Parras y Arteaga y rebaten la idea de que el desbordamiento de la Curvatura de Monterrey, se debió a traslape tectónico de

éstos sobre las plataformas de Coahuila y Valles, propuesto por Tardy (1980).

Para explicar la deformación en el área, McBride *et al.* (1974) ofrecen una síntesis descriptiva sobre las estructuras aprisionadas en esta región, mientras que Longoria (1987), introduce conceptos de tectónica transpresiva para concebir la deformación en las cuencas de Sabinas y Chihuahua.

Muchos trabajos se han publicado en la región, la mayoría de ellos concuerdan en considerar que los bloques de Coahuila, San Carlos y Miquihuana, fueron altos paleogeográficos, que dejaron sentir su influencia durante la deformación posterior, también influyeron de manera preponderante resistiendo los embates de los esfuerzos de comprensión.

En los bancos de datos disponibles no se encontró información geofísica publicada sobre el área y algunos trabajos mencionados en párrafos anteriores, recalcan la falta de esa información.

En el área no aflora el basamento y los pozos perforados no han llegado a tocarlo, los constituyentes de las formaciones La Casita y Carbonera indican que el aporte proviene de rocas volcánicas, esquistos y granitos. Al oriente, el pozo Higuera 1 cortó argilitas y los pozos Margarita 1 y Benemérito 1 cortaron lechos rojos como los que afloran en Aramberri y Galeana, N.L. Los pozos General Terán 1 y Pecten 1 cortaron intrusivos granodioríticos antiguos, que dieron cuerpo a las paleoislas de San Carlos y Monclova respectivamente.

Al poniente del área el pozo Paila 1A, cortó rocas metavolcánicas y en las Delicias, Coah., afloran sedimentos paleozoicos y volcánicos con diferentes grados de metamorfismo bajo, intrusionados por granodioritas (Kling, 1934). En el subsuelo del área se infiere que el basamento mesozoico es de naturaleza igneometamórfica y sobre éste, existen espesores muy variables de lechos rojos del Grupo Hulzachal.

En la curvatura de Monterrey afloran más de 14 formaciones marinas mesozoicas, que se dividen en dos secuencias estratigráficas diferentes; la del oriente, expuesta en la Sierra Madre Oriental, corresponde a la "Serie Parrense" (Tardy 1972), representada por las formaciones Olvido y La Casita del Jurásico Superior; Taraises, Carbonera, Cupido y La Peña del Neocomense-Aptense; Paila (Garza, 1973) o Tamaulipas en el sentido propuesto por Longoria (1975), antiguamente designadas como Tamaulipas Superior o Aurora en facies de cuenca y Cuesta del Cura del Albense y Cenomanense. Las formaciones Indidura, Agua Nueva, San Felipe y Méndez, completan la columna estratigráfica del Cretácico Superior, pero cabe aclarar que están incompletas estas últimas por encontrarse notablemente erosionadas entre los valles intermontanos.

La secuencia estratigráfica del poniente, que aflora en la Sierra de la Paila, corresponde a un depósito iniciado más tardíamente que el anterior, comparable con la "Serie Coahuilense" propuesta por Tardy (*op. cit.*), pero a diferencia de la Serie Original, a ésta la integran las

formaciones Cupido y La Peña del Neocomense-Aptense, Acatita y Treviño del Albense-Cenomanense e Indidura y Parras del Cretácico Superior, sin que esté completa la columna estratigráfica por encontrarse erosionada (Figura 2).

Entre las dos secuencias estratigráficas descritas en párrafos anteriores, aflora una columna litológica potente formada por el Grupo Difunta (con más de diez unidades litológicas), del Cretácico Superior y Paleoceno-Eoceno (Vega, 1976), que representa en general, el cambio de facies entre las unidades litológicas de los dominios del este y oeste del área.

Con base en estudios geológicos realizados desde principios de siglo, conocemos que la polaridad de sedimentación fue de un área continental ubicada al poniente, que aportó sedimentos hacia las cuencas que la rodearon. En el subsuelo, en la posición donde se ubica el Grupo Difunta, se infieren otros cambios de facies y acúñamiento contra el borde oriental de la paleoisla de Coahuila, de esta manera es de esperarse que la Formación Olvido (evaporítica), cambie de facies hacia la Formación La Gloria (clástica); estos cambios litológicos ocurren en la superficie entre las formaciones Carbonera y Taraises y en el subsuelo, las secciones sismológicas tendidas hacia el borde oriente de la paleoisla de Coahuila, que sirvieron para dar apoyo a la localización del pozo Hacienda 1, muestran acúñamientos y cambio de facies en estos mismos niveles estratigráficos, como lo comprobó dicho pozo, que después de atravesar a las formaciones Cupido, Virgen y Padilla,

CORRELACION ESTRATIGRAFICA DEL AREA.

SERIE COAHUILENSE

SIERRA DE LA PAILA

CUENCA DE PARRAS

SERIE PARRENSE

ANTICLINORIO DE ARTEAGA

FIGURA 2

perforó más de 1 000 m. de conglomerados y areniscas rojizas de la Formación San Marcos. En esas secciones sísmológicas la Formación Cupido tiende a acuñarse echado arriba de la cuenca, contra la paleoisla. También es de esperarse que las facies de plataforma somera de las formaciones Acatitas y Treviño, en el subsuelo cambien a facies de cuenca, representadas por las formaciones Paila y Cuesta del Cura (Figura 3).

Los objetivos de este trabajo consisten en recalcar la importancia que tiene la Formación Carbonera, en el contexto paleogeográfico e indirectamente en la tectónica durante la sedimentación y en su posterior deformación. No obstante los avances que se tienen, aún quedan por realizar muchos trabajos más en esta región, que incluyen aspectos geoquímicos, microtectónicos, modelajes de sepultamiento y tectónicos, entre otros; así como completar la configuración magnética y gravimétrica sobre la Sierra Madre, que ayudarán a evaluar el potencial económico de la región.

ESTRATIGRAFIA

En el capítulo anterior se mencionaron las unidades litoestratigráficas que Humphrey (1949), Grover *et al.* (1962), Garza (1973) y Padilla (1985), han propuesto para las formaciones que afloran en el área y que se toman como válidas para los propósitos de este trabajo; aquí se describirá únicamente un intervalo de depósito, que es uno de los avances más recientes en cuanto a estratigrafía se refiere y que por sus

Implicaciones de Interpretación y económicas, merecen un interés especial.

Bösse (1963) fué uno de los primeros exploradores en percatarse sobre la existencia de clastos Jurásicos que bordeaban a un antiguo continente, al que denominó Península de Coahuila; posteriormente Humphrey (1949), designó con el nombre de Formación La Casita a todas las areniscas que afloran en el núcleo del Anticlinal de los Muertos y reconoció que éstas, tenían cambios de espesor y litología que, dificultaba enormemente la correlación estratigráfica de una localidad a otra.

Vokes (1963) dividió a la Formación La Casita en dos miembros, uno inferior formado por lutita, al que llamó miembro La Muralla y otro superior al que propuso como Areniscas San Pablo; además, a la base de la Formación Taraises, medida, en el Cañón de la Huasteca, Sierra de los Muertos, Vokes (op. cit.) la nombró miembro Los Nogales, éste corresponde a pocos metros de la zona de transición entre el miembro arenoso San Pablo y la Caliza Taraises.

Wilson y Plalli (1977) y posteriormente Fortunato Ward (1982) en las sierras de Poliname, Las Nieves y los Muertos, al sur y oriente de Saltillo, Coah., encontraron en la parte superior de la Formación San Pablo (considerada jurásica), amonitas y microfauna de edad Berriasense y Hauterivense y por lo tanto, a la Formación La Casita que aflora en esa área, le asignaron un alcance estratigráfico desde el Kimeridgense, hasta el Hauterivense y además, lo asociaron a un depósito deltaico.

INTERPRETACION DE LA SECCION SISMOLOGICA EN EL BORDE ORIENTAL DE LA PALEOISLA DE COAHUILA

FIGURA 3

Eguíluz y Aranda (1983), sin conocer los trabajos de Wilson *et. al.* y Fortunato *et. al.* paralelamente llegaron a las mismas conclusiones de considerar la existencia de un delta activo para el Jurásico y el Cretácico, ya que en la parte superior de las areniscas consideradas por otros autores como Formación La Casita, en la Sierra de San Antonio (al sur de la Boca de Arteaga), existen amonitas y microfauna cretácicas. Además esos autores propusieron que a la secuencia clástica superior, con litología propia, se le denominara Formación Carbonera, en sentido de correlación con los afloramientos reportados por Imlay (1940, p. 124) al sur de Torreón, Coah., el fin de esta correlación fue evitar la introducción de más nombres formacionales que complican la nomenclatura estratigráfica.

La secuencia arenosa que aflora al sur de Torreón, fue estudiada por Kellum (1936, figura 3), quien la dividió en varias unidades a las que Imlay (*op. cit.*), situó en edad y subdividió con los nombres formacionales de Parritas (unidad 1 de Kellum) en la cima; Las Vigas (unidad 2) y Taraises (unidades 3, 4 y A) en la parte media y Carbonera (unidades B y 5) en la base.

La Formación Carbonera fue definida por Imlay (1940) como una alternancia de lutitas arenosas, interestratificadas con areniscas de color gris, con 225 a 433 m. de espesor. El autor observó en esa localidad, que existen cambios litológicos laterales en las formaciones propuestas por Imlay (*op. cit.*), que dificultan su correlación dentro de la misma área, además la aplicación de los términos Parritas, Taraises y las Vigas allí,

adolece de claridad y su litología es diferente con respecto a las unidades, para las que originalmente se propusieron.

La aplicación del nombre formacional Las Vigas hacia estas latitudes no es admisible, por que las características litológicas de las rocas que afloran al sur de Torreón, son diferentes a las localidades donde se ha usado este nombre en la Cuenca de Chihuahua, el avance exploratorio indica que no hay continuidad entre ambas unidades líticas, depositadas en cuencas independientes y lejanas entre sí, además el espesor de la unidad 2 al sur de Torreón, es muy reducido (29 m) para su cartografía y lateralmente desaparece.

Regionalmente la Formación Taraises consiste de caliza arcillosa de textura mudstone, en estratos de 10 a 30 cm de espesor, de color gris claro, cenizo, con intercalaciones de marga y lutita calcárea en capas laminares o estratos muy delgados, con abundantes amonitas y microorganismos planctónicos, depositada en un ambiente de plataforma abierta, del tipo de rampa. La Formación Taraises descrita por Imlay al sur de Torreón, contiene abundantes capas de arenisca que litológicamente la individualizan como unidad independiente, diferente a las características del estratotipo de la Formación Taraises definido por Imlay (1936) en la Sierra de Parras y a otras secciones donde se ha utilizado este nombre, los estratos de caliza que afloran al sur de Torreón (unidades 3 y A), son similares a los cuerpos de margas y calizas encontrados intercalados, en las

secuencias arenosas de la Boca de Arteaga y San Antonio, del área de Saltillo.

Por último, en la parte oeste de la Sierra de Parras, Imlay (1936, p 115) utilizó el nombre de Formación Parritas, para definir una potente secuencia de calizas impuras y dolomías, situadas entre las areniscas grises inferiores (a las que Imlay incorrectamente denominó Formación Las Vigas) y las calizas superiores, a las que actualmente conocemos como Formación Cupido, pero que originalmente ese autor, designó como la parte baja de la Formación La Peña (redefinida posteriormente por Humphrey, 1949). La Formación Parritas referida por Imlay al sur de Torreón, en su base tiene areniscas amarillentas y rojizas, pero también algunas capas de yeso como se aprecia a 1.7 km al norte del Rancho Los Angeles, esta formación en conjunto representa la transición entre la cima de la secuencia arenosa inferior y las calizas con bentónicos de la Formación Cupido (unidad 1 de Kellum), que sobreyacen.

El autor estudió los afloramientos descritos por Imlay (1936 y 1940) y reconoce que la nomenclatura propuesta por él al sur de Torreón, es inapropiada por las diferencias litológicas que hay entre los estratotipos de las formaciones Las Vigas, Taraises y Parritas y las litologías a las que Imlay aplicó esos nombres en Villa Juárez, Dgo. Las variaciones de espesor, color y facies, dificultan la correlación de estas unidades clásticas de una localidad a otra, ya que estas variaciones son consecuencia de los constituyentes mineralógicos de la fuente de aporte y a subambientes en los que se

depositaron esas rocas, por esos motivos, se propone que a toda la secuencia clástica descrita por Kellum (1936) e Imlay (1940), como unidades 1 a 5, A y B, se designe como Formación Carbonera, con su límite inferior sobreyaciendo a la Formación La Casita o a una lengüeta de la Caliza Taraises y su límite superior subyaciendo a las formaciones La Virgen o Cupido, utilizando como estratotipo compuesto, las mismas localidades del Puerto de los Soldados y la Cuesta de la Carbonera y como sección de referencia al paquete de areniscas al que Imlay (1936) designó como la Formación Las Vigas, que sobreyace a la Formación Taraises y subyace a la Formación Parritas-Cupido y que aflora en el extremo poniente de la Sierra de Parras.

La distribución de estas facies clásticas se pueden reconocer desde las cercanías de Saltillo, Coah: hasta la Sierra de Magistral, Chih. pasando por el pozo Toronto 1, ubicado al poniente de Cd. Camargo, Chih.

Se aclara que la interdigitación de los clásticos Carbonera y la Caliza Taraises en una posición distal, puede confundir las relaciones de contacto entre ambas, ya que se puede ubicar a la primera como una unidad que sobreyace o subyace a la Formación Taraises.

La proposición de Eguiluz y Aranda (1983), de separar a las formaciones La Casita y Carbonera en el área de Saltillo, radica en el hecho de poder distinguir las características líticas entre ambas formaciones. En columnas medidas por el autor y Aranda (figura 4) en los cañones de las Cortinas, San Juan (ambos en la Sierra de

los Muertos) y los Manzanos (Sierra de Arteaga), aunadas a las secciones estratigráficas de los cañones de la Boca (Sierra de las Nieves), San Lorenzo (Sierra de Poliname) y la Sierra de San Antonio, se puede distinguir la Formación La Casita, está constituida por una unidad inferior con lutitas y una unidad con arcosas líticas y feldespáticas, con conglomerados, que provienen en mayor proporción de rocas volcánicas félsicas e intermedias en menor proporción de rocas metamórficas de bajo grado, la inmadurez textural y mineralógica sugieren una depositación rápida, tal como Fortunato y Ward (*op. cit.*) lo mencionan. Para esos autores la parte superior de las areniscas (unidad 3), que es de edad Neocomense, indican, que es de grano más fino por que existió un decremento de sedimentos gruesos, provocado por la erosión continua de la fuente de aporte y la suavización de la pendiente del abanico deltaico; sin embargo, en las columnas mostradas en este trabajo, se considera que el tamaño del grano está en función de la posición dentro de los subambientes deltaicos, como se ilustra en la reconstrucción de distribución de facies anexa (Figura 5).

Las características distintivas de la Formación Carbonera con respecto a la Formación La Casita en esta área, consiste en que los fragmentos metamórficos y de rocas plutónicas son más abundantes en las areniscas cretácicas, también existen intervalos con caliza, margas y lutitas de color gris cenizo muy distintivas, que están ubicadas de acuerdo a la posición de los diferentes subambientes deltaicos, así como

conglomerados arenosos y litarenitas retrabajadas que no se encuentran en la Formación La Casita. La coloración es un rasgo poco diferenciable, pero se puede observar que los clásticos de la Carbonera tienen un tinte ocre o pardo rojizo, a diferencia del color gris pardo de los clásticos de La Casita. El espesor del paquete en conjunto de las formaciones Taraises y Carbonera, limitadas entre las formaciones Cupido y La Casita se conserva con pocas variaciones de una localidad a otra, manteniéndose entre 360 y 400 m ambas formaciones, de acuerdo a la interrelación entre una y otra, como se ilustra en la figura 4. Las secuencias clásticas isócronas que afloran en la margen sur de la paleoisla de Coahuila, conservan espesores similares o con pocas variantes, al descrito en la Curvatura de Monterrey.

Las columnas medidas de la Formación Carbonera, por el autor y Aranda (figura 4), demuestran diferentes ambientes que se interpretan de tipo fluviodeltaico, con cambios laterales y verticales rápidos en distancias cortas de un afloramiento a otro y en donde salta a la vista que la Formación carbonera, cambia de espesor a expensas de la Formación Taraises, según su posición dentro del delta.

La sección medida por Vokes (1963) en el Cañón de la Huasteca, tiene como característica que la zona de transición (miembro los Nogales), entre las Areniscas San Pablo y la Caliza Taraises, posee Leopoldia sp., Neocomites sp., Thurmanniceras (?) sp., Acanthodiscus sp. y Distoloceras sp., el conjunto faunístico tiene

**CORRELACION ESTRATIGRAFICA ENTRE LAS FORMACIONES CARBONERAS
Y TARAISES EN LA CURVATURA DE MONTERREY. SIERRAS DE:**
1 LOS MUERTOS. 2 LOS MANZANOS. 3 ARTEAGA. 4 BOCA DE ARTEAGA
5 SAN ANTONIO. 6 POLINAME

FIGURA 4

DISTRIBUCION DE FACIES PARA EL VALANGINENSE Y HAUTERIVENSE EN LA CURVATURA DE MONTERREY. LOS NUMEROS INDICAN LAS LOCALIDADES DE LA FIGURA No 4

FIGURA 5

alcances estratigráficos amplios y la ausencia de microfauna característica del Berriasense, sugiere que la fauna sea del Valanginense y por lo tanto el Berriasense puede estar incluido dentro de las areniscas superiores del miembro San Pablo, pero desafortunadamente en esta localidad, la continuidad inferior de la columna está cubierta por aluvión. El autor y Aranda midieron esa columna encontraron a 30 m arriba del miembro Los Nogales, numerosos ejemplares de Dicostephanus sp. y hacia su cima, la aparición primera de Distoloceras Irregulare Imlay, y nos indica una edad Hauterivense Inferior. Es de resaltar que el espesor de la Formación Taraises aquí es delgado, comparado con otras secciones calcáreas en donde su límite inferior, si contiene fauna del Berriasense.

Otro rasgo distintivo de esta sección es la existencia de brechas de talud derivadas de un banco con facies someras, situadas hacia el contacto con la Formación Cupido la importancia de esta observación radica en considerar la cima de la Formación Taraises como un límite transicional y diácrono, que indica que la Plataforma Cupido progradó en tiempo y espacio de acuerdo a la ley de Walther (in Horowitz y Potter, 1971, p.17) que establece en un primer caso, que en una secuencia transgresiva con ambientes originalmente dispuestos en franjas paralelas de sedimentación, ocurre la sobreposición de un ambiente sobre otro, representado verticalmente por la columna litológica que corresponde a un ambiente somero en la base y a un ambiente profundo en

la cima, mientras que para la secuencia regresiva, la disposición columnar en inversa. Para un segundo caso, cuando no se tienen ambientes dispuestos en franjas, la columna se depositará tan heterogénea verticalmente como los ambientes distribuidos originalmente al efectuarse la transgresión o regresión, como puede ocurrir al sobreponerse subambientes deltaicos.

En la columna estratigráfica medida en el Cañón de San Juan y la observada en el Cañón de las Cortinas, ubicadas al poniente de la Sierra de los Muertos, no aflora en contacto con la Formación La Casita, los estratos arenosos más inferiores contienen Subthurmannia sp. y hacia la parte media y cima de estas columnas, se tiene interdigitación entre las formaciones Taraises y Carbonera.

En el Cañón de los Manzanos (Sierra de Arteaga), en contacto con la Formación, La Casita se sitúa con la aparición de un cuerpo de caliza biógena con lamelibranquios, que subyace unos metros abajo de la biozona de Subthurmannia sp., en la cima de esta columna aparece una lengüeta de espesor reducido equivalente a la Formación Taraises, con Distoloceras sp. Las columnas medidas en los cañones de San Juan y los Manzanos, revelan la interdigitación de facies entre las formaciones Taraises y Carbonera, pero también muestran la variación de espesor de una formación a expensas de la otra.

En el Cañón de Santa Cruz el carácter litológico entre las formaciones Taraises y Carbonera es muy similar a las columnas anteriores, pero con

la diferencia que en su base, aparece una lengüeta de calizas con microfauna planctónica del Berriasense, que son capas Índice y que separan a las secuencias clásticas del Jurásico y Cretácico.

En la Boca de Arteaga la Formación Carbonera no aflora completa, su base esta sepultada, hacia la parte media en un horizonte arcilloso, se tienen Discostephanus sp., Mexicanoceras sp., Leopoldia sp. y Neocomites acuticostatus Imlay, que en conjunto nos sugieren una edad Valanginense Superior, mientras que en el Cañón del Tunal, sobre la misma sierra, si se tiene completo el espesor de la Formación Carbonera, su base lo marca una lengüeta de caliza arcillosa de la Formación Taraises con Calpionellopsis oblonga, C. simplex, Tintinopsella carphatica y Calpionella alpina, que nos indica una edad Barriasense.

La sección de la Sierra de San Antonio también posee en su base las mismas calizas y asociación faunística del Cañón del Tunal, pero además Subthurmannia, aff. nodin (Félix), que nos confirma el alcance Berriasense; las tres últimas secciones estratigráficas poseen numerosos horizontes conglomeráticos, son más clásticas y su cima subyace directamente a microdolomías de la Formación Cupido, que algunos Investigadores de Pemex, confundieron con la Formación Taraises, dando un espesor muy reducido a esta última para solucionar así el problema de ubicar a la Caliza Taraises, separando a las formaciones La Casita y Cupido encajonantes.

Por último, en el Cañón de San Lorenzo, Sierra de Poliname, el contacto entre las formaciones La Casita y Carbonera, lo marca también un cuerpo de calizas y limolitas calcáreas que subyace a un paquete grueso de areniscas con amonitas cretácicas, en esta localidad aparece nuevamente en la cima, el espesor de la Formación Taraises incrementado a expensas de la Formación Carbonera, las calizas contienen en la base Dicostephanus sp. y en la cima Distoloceras sp. Conviene aclarar que esta localidad es estructuralmente alóctona con respecto a las demás secciones mencionadas y esto, debe tomarse en cuenta para interpretaciones pelogeográficas y distribución de ambientes, que pueden faltar en superficie al correlacionar litounidades.

En todas las secciones medidas el contacto superior se situó en donde aparecen las facies lagunares de la Formación Cupido, que Wilson y Plalli (1977), Wilson y Selvius (1984), y otros autores han descrito con minuciosidad.

En el área, las formaciones La Casita y Carbonera tienen numerosas estructuras sedimentarias primarias, flora y fauna que sugieren un ambiente deposicional fluviodeltáico o litoral (figura 5), la descripción en detalle de las columnas estratigráficas mencionadas en párrafos anteriores y otras más, requieren de un trabajo específico que es tema de otro estudio (Aranda, en preparación).

El delta del área de Saltillo tiene dos ciclos de depositación, el primero de edad Kimeridgense-Tithonense y el segundo ciclo Valanginense-Hauterivense, entre ambos los

separan calizas de plataforma del Berriasense en concordancia aparente, que señalan la colmatación del primer ciclo, mientras que el siguiente ciclo arenoso aparece como un evento regresivo o progradante hacia el mar (con areniscas retrabajadas), por las faunas reportadas su desarrollo parece iniciarse en el Valanginense y haber terminado en el Hauterivense Inferior y sobre él, se desarrolló la Plataforma Cupido.

Eguiluz y Aranda (1983) analizaron las características litológicas de las formaciones San Marcos y Carbonera y propusieron que su depósito, ocurrió como consecuencia de un levantamiento tectónico de la paleoisla de Coahuila, que su efecto se reflejó en una mayor entrada y progradación de clásticos hacia su periferia, sin embargo, al hacer una correlación más amplia de lo ocurrido, aquí se propone que estos depósitos pueden ligarse con fenómenos tectono-eustáticos, ya que existen cambios sedimentarios sincrónicos para el Neocomense, que están presentes en la Cuenca de Chihuahua y bordes de las Paleopenínsulas de Coahuila y Tamaulipas, representados por las formaciones Navarrete-Las Vigas, San Marcos y Hosston respectivamente, en la Cuenca de Sabinas por las formaciones Menchaca, Barril Viejo y Padilla y en la Cuenca Mar Mexicano (parte norte de la Cuenca del Centro de México) por las formaciones Taraises y Carbonera propuesta aquí.

Se define como cambio eustático del nivel del mar, a un aparente elevación o descenso del nivel marino, con respecto a la superficie de un

área continental, pudiendo operar con escalas locales, regionales y globales.

Muchos autores han reportado en el mundo discordancias desarrolladas como ciclos periódicos (Sloss, 1963,1969) unos las han atribuido a cambios eustáticos, otros a eventos tectónicos y algunos a combinación de ambos factores, los mecanismos que los originan tienen múltiples interpretaciones (Schwan, 1980; Matsumoto, 1980; Pitma, 1978; Hubbar, 1988); algunos correlacionan los episodios como sincrónicos y otros se oponen a ello, cada uno da argumentos válidos en favor o en contra, que llevan a diferencias de criterio. Las discrepancias entre los límites de edades también son un problema que afecta las correlaciones entre secuencias depositadas en regiones distantes entre sí, los alcances para delimitar la aparición y extinción de faunas pueden variar por muchos factores, así como el criterio de los autores; las diferencias entre las escalas geocronométricas empleadas (Van Hint, 1976; Salvador, 1985; Palmer 1983), llega a discrepar de 4 a 7 millones de años o más, para los límites de un mismo piso, teniendo como resultado dificultades para hacer correlativos eventos geológicos, haciéndolos aparecer sincrónicos o independientes entre regiones apartadas, según sea el caso.

Schwan (1980) entre otros, considera que existe una estrecha coincidencia en edad entre los episodios orogénicos mayores alrededor del mundo y el acomodo de las placas tectónicas, que se reflejan en cambios del nivel del mar y por consecuencia en el registro estratigráfico.

Hubbard (1988) propone que los límites de las megasecuencias no tienen sincronía global, que los eventos de apertura oceánica poseen rangos de duración, que sólo tienen sincronía sobre las secuencias ubicadas en el mismo borde de placa, con los mismos promedios de subsidencia y entrada de sedimentos, pero también cabe señalar que un disturbio que afecta fuertemente las sedimentaciones en el borde de una placa, puede migrar en tiempo y espacio y estar su efecto atenuado en el lado opuesto de esa u otra placa, reflejado en la sedimentación.

El mayor problema en México radica en que son muy pocos los reportes de algunas discordancias paralelas o hiatus, que indiquen la interrupción en el registro estratigráfico (Longoria, 1987). Para concebir los cambios eustáticos puede usarse como guía, los cambios bruscos en la sedimentación, que resultan aparentemente incongruentes con un patrón en general transgresivo o regresivo de depósito, en los que su aparición o extinción parece isócrona o ligeramente diacrónica entre regiones distantes.

La periferia inmediata de los paleocontinentes es el mejor sitio donde quedan grabados los eventos tectónicos, ambientales o eustáticos que afectan a la sedimentación y la magnitud del fenómeno estará en función de la amplitud de la transgresión o regresión, progradación o retrogradación de la línea de costa o ambiente para un tiempo determinado.

El objeto de este trabajo no consiste en analizar las causas, efectos y origen de los cambios eustáticos, que son temas de trabajos

específicos, aquí se pretende mostrar la similitud que existe entre las secuencias estratigráficas isócronas, de varias cuencas del norte de México y las del área de Saltillo, para las que se interpreta una curva eustática, comparando a ésta, con la curva esbozada por Vail y colaboradores (1977), para el Cretácico Inferior. Con base en criterios litológicos, interpretación de ambientes y contenido en faunas con las que se controló la edad, se correlacionan varias columnas estratigráficas generalizadas, comprendidas entre los límites Jurásico-Cretácico y Aptense ambos límites son marcas litológicas muy distintivas en esta región de México, correlativos en edad con las elevaciones y caídas del nivel marino propuestos por Vail *et. al.* (*op. cit.*).

La curva de cambios eustáticos elaborada en este trabajo para las cuencas del norte de México, dio inicio con la transgresión marina jurásica experimentando ligeras variantes, hasta su ascenso máximo situado en el Berriasense, al final del ciclo J. 3.2. La interpretación de ambientes indica que la sedimentación terrígena (formaciones La Casita-La Caja), al cierre del Jurásico, fue disminuyendo paulatinamente hasta quedar sustituida al final, por el desarrollo de una extensa plataforma de rampa dominada por la sedimentación de carbonatos.

En la Cuenca de Chihuahua las areniscas de la Formación La Casita, subyacen a un espesor variable de calizas lagunares de la formación Navarrete (Haengi, 1958), con su base de edad Berriasense y estas a su vez subyacen a facies continentales de la Formación Las Vigas (Figura

6). En la Cuenca de Sabinas la Caliza Menchaca (Berriasense), es el límite superior del ciclo J.3.2. de Vail *et. al.* (*op. cit.*), encajonada entre facies clásticas de las formaciones La Casita y Barril Viejo, sólo en los bordes de esta cuenca, las formaciones conglomeráticas San Marcos y Hosston, sobreyacen directamente, en concordancia aparente, sobre terrígenos de la Formación La Casita.

En el extremo poniente de la Sierra de Parras, las areniscas de las formaciones La Casita y Carbonera (propuesta en este trabajo), están separadas por un cuerpo de caliza de espesor grueso, al que Imlay (1936) lo refirió como el estratotipo de la Formación Taraises.

El delta de Saltillo está formado por dos ciclos de terrígenos, separados por un cuerpo de calizas con planctónicos de edad Berriasense, de espesor delgado, mientras que en el área de Torreón, un horizonte delgado de margas, separa las formaciones La Casita y Carbonera, en estos últimos afloramientos este cuerpo de carbonatos impuros, corresponde a una lengüeta de la Formación Taraises.

Las observaciones anteriores nos indican que las condiciones de transgresión y hundimiento de las Cuencas Jurásicas, fueron continuas hasta el Berriasense, que los terrígenos derivados de las áreas continentales, en su periferia fueron decreciendo en volumen y granulometría desde que se inició la sedimentación suprajurásica, hasta el Berriasense cuando se estableció la plataforma de rampa, las condiciones de sedimentación química anteriores, fueron interrumpidas de manera sincrónica en el

Valanginense, dando paso a la dispersión de un gran volumen de material terrígeno, que perduró hasta el Hauterivense Inferior.

La curva de cambios eustáticos de Vail *et. al.* (*op. cit.*), marca un incremento máximo de amplitud, previo a la caída brusca del nivel marino ocurrido precisamente en el límite Berriasense-Valanginense (aproximadamente 130 m.a. de acuerdo a la escala geocronométrica de Van Hinte, 1976), que corresponde al límite superior de un ciclo de segundo orden.

Sobre la plataforma anterior ocurrió un brusco cambio litológico, que se interpreta como un período regresivo, éste coincide con el abatimiento del nivel marino propuesto por Vail y colaboradores (*op. cit.*). El postulado anterior concuerda con el hecho de que en el norte de México, no existen reportes de amonitas del Valanginense Inferior (Imlay, 1940; Contreras, 1977) por lo que se infiere un hiatus o diástema regional no indicado en la Figura 6.

En la Cuenca de Chihuahua esta regresión la representa la facies fluvio-lacustre con capas rojas continentales de la Formación Las Vigas, compuesta por cuatro ciclos sedimentarios (Ortuño, 1986); en la Cuenca de Sabinas el evento regresivo lo representa la secuencia litoral conocida como Formación Barril Viejo, que tiene una litología marcadamente tripartita; en el área de Saltillo la regresión inicial está representada por un abanico deltaico (Figura 5), que a grandes rasgos puede considerarse tripartita, si reconocemos un aumento granulométrico de sus constituyentes hacia la parte media de la Formación Carbonera;

COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS DE LAS CUENCAS DEL NORTE DE MEXICO
Y SU RELACION CON CAMBIOS EUSTATICOS

FIGURA 6

mientras que en el área de Torreón, la facies litoral externa de esa misma formación también presentan una naturaleza regresiva tripartita.

La parte media de las secuencias anteriores parece coincidir con el incremento paulatino del ciclo K.1.1. del citado Vall *et. al.* y la aparición del tercio arenoso superior, pudiera ser consecuencia de una regresión menor, ocasionada por abatimiento marino al cierre de ese ciclo, pero se requieren más datos para esta proposición.

Sobre las anteriores secuencias terrígenas se estableció en el Hauterivense Superior, un ciclo de sedimentación diferente que substituyó el aporte clástico, por precipitación de carbonatos y evaporitas, representados por las formaciones Cuchillo, Padilla y Virgen, formando sabkhas en las cuencas de Chihuahua y Sabinas y por carbonatos en facies lagunares (Formación Cupido), en las áreas de Torreón y Saltillo, estas condiciones perduraron durante el Barremense, con migración de la plataforma hacia el mar abierto y en el Bedoulense el borde de ésta, dejó de avanzar y creció verticalmente, prevaleciendo la precipitación de carbonatos hasta el rompimiento de su equilibrio deposicional, provocado por la aparición generalizada de lutitas de la Formación La Peña, al inicio de Gargasense.

Se interpreta que el desarrollo del Sistema Sedimentario Cupido (Alfonso, 1978), con su modelo deposicional propuesto por Wilson y Pialli (1977), obedeció a una subsidencia lenta con eustatismo creciente del nivel del mar, como se indica en la Figura 6. Que estas condiciones

desaparecieron en el Aptense Superior, motivado por un descenso brusco del nivel del mar, que dejó brevemente expuesta a condiciones subaéreas a la Plataforma Cupido, con lo que termina el ciclo K.1.2. propuesto en este trabajo. Contrario al criterio general de que la Formación La Peña es una fase transgresiva, Smith (1970, p.30; 1974, p.71) postula que en algunas regiones echado arriba durante el depósito de la Formación Cupido, la cima de ésta, quedó sujeta a exposición subaérea como consecuencia de un levantamiento epeirogénico en el norte, que motivó una regresión, provocando la erosión de partes altas de esta plataforma y una discordancia paralela o diastema en el contacto Cupido-La Peña. Jones *et. al.* (1984) en el área de Ocampo, Coah., también son testigos de este contacto anormal, pero lo justifican con una explicación sedimentológica.

Wilson J.L. (comunicación personal) ha observado en la Boca de San Isidro, al norte de Laguna de Sánchez, N.L., que la Formación Paila (o Tamaulipas Superior) descansa directamente sobre el Arrecife Cupido que es el borde de la plataforma, existiendo allí un hiatus por que está ausente la Formación La Peña. La misma observación ha sido hecha por Ziga R. G. (comunicación personal) en la Sierra de Bustamante, en donde sobre el Arrecife Cupido (con su cima fuertemente dolomitizada y con oxidación), descansan facies pelágicas de la Caliza Tamaulipas Superior, con ausencia de la Formación La Peña.

En el área de Laredo, Tamps., los pozos petroleros perforados en el borde del Arrecife

Cupido han atravesado espesores muy reducidos (5 metros) de la Formación La Peña, que sugieren que las partes topográficamente altas de la cima del Sistema Sedimentario Cupido, estuvieron en algún tiempo expuestas a erosión, o las corrientes sobre ellas, ocasionaron un hiatus o diastema.

Bloxon (1972) en su sección el Cedral, señala que la base de la Formación La Peña consiste de limolitas nodulares con moluscos fragmentados, que el suscrito concibe en el contexto regional acorde con la idea de una interrupción breve en el registro estratigráfico, provocada por abatimiento del nivel del mar.

Esta regresión arrastró un gran volumen de arcillas derivadas de las tierras emergidas y peniplaneadas que aún quedaban. La misma sección de Bloxon (*op. cit.*) señala al intervalo Gargasense formado por dos unidades, la inferior muy arcillosa a la que él llama Formación La Peña y la superior más calcárea a la que se refiere como Formación la Uvas, este carácter bipartita de la Formación La Peña (redefinida por Humphrey, 1949), es muy regional, siendo el primer ciclo, un período regresivo (biozona Dufrenoyia justinae-Casevella ressidei) seguido por un segundo ciclo francamente transgresivo (biozona Hypacanthoplites mayfieldensis Scott, H. jacobi y Acanthoplites aschiltaensis Anthula), propiciado este último ciclo por subsidencia e incremento del nivel del mar (Figura 6).

El evento tectonoeustático que dio origen a la Formación Carbonera fue tan regional que abarcó al mar tethysiano (Flexer *et al.*, 1986;

Van Houten, 1980; y otros), coincide en tiempo con varios episodios de la apertura del Atlántico, sin embargo, esta facies en el Sector Transversal de Parras está restringida a un pequeño afloramiento en el extremo poniente de la Sierra de Parras y al sur de Torreón, Coah. La observación anterior nos lleva de la mano para considerar que al no estar bien representado este gran evento sedimentario a lo largo del borde sur de la paleoisla de Coahuila, puede pensarse en dos alternativas; la primera es de que la facies clástica Carbonera tuvo una amplitud original muy estrecha y la segunda opción, es de que la magnitud del traslape tectónico que ocurrió durante la Orogénia Laramide, fue lo suficientemente grande para ocultar abajo de éste, a la secuencia terrígena de la Formación Carbonera y sólo en el occidente de la Sierra de Parras aflora la facies litoral más distal del ciclo.

La presencia de esta facies clástica en la Curvatura de Monterrey, establece una clara diferencia estratigráfica con implicaciones tectónicas, para separar a los anticlinorios de Parras y Arteaga, como Quintero y Aranda (1985) lo diferenciaron estructuralmente con anterioridad.

TECTONICA

La curvatura de Monterrey tiene diversas interpretaciones en cuanto a su origen, la mayoría de los trabajos (Imlay, 1937; De Cserna; 1956; Weldie y Murray, 1967; Padilla; 1985; Quintero y Aranda, 1985; y otros), concuerdan

con la idea de que su forma ~~convexa~~, es respuesta del control ejercido por los bloques paleogeográficos de Coahuila y San Carlos, que actuaron como contrafuertes durante el plegamiento de la cadena montañosa, obligando a ésta, a adquirir diversas formas estructurales acordes a la disposición de estos bloques, en donde la distribución del sustrato evaporítico (anhidrita y sal), jugó un papel importante en la mecánica del plegamiento y aún después de la comprensión.

Otros autores (Mitre, 1981; Flores, 1981; Reyes *et. al* y otros.) han propuesto que este arqueamiento es un bloque desplazado hacia el noroeste, mediante un sistema de ruptura de rumbo lateral izquierdo (Falla Saltillo), que provocó que las estructuras de este segmento, adquirieran la forma de gancho de arrastre, que le dan la forma arqueada a esta porción de la sierra.

También se ha mencionado que la morfotectónica de esta curvatura, es consecuencia de una cobijadura (Tardy, 1975 y 1980), en donde la "Serie Parrense", se desbordó y traslapó por cabalgadura a las plataformas de Coahuila y Valles San Luis.

Quintero y Aranda (1985), después de analizar las relaciones estructurales entre los anticlinorios de Parras y Arteaga, llegaron a las siguientes conclusiones: a) que las relaciones estratigráficas entre el Grupo Difunta y la Lutita Parras son normales en esta área y por lo tanto, este Grupo tiene un carácter autóctono, negando la proposición de aloctonía señalada por Tardy (1980) para esta área. b) que la cubierta

sedimentaria en esta curvatura no refleja un avance lateral izquierdo y que no hay evidencias para suponer que el frente del Anticlinorio de Arteaga, a la altura de Monterrey, esté desplazado 80 km hacia el norte con respecto al frente del Anticlinorio de Parras. y quizás la más importante c) que el Anticlinorio de Arteaga es una unidad estructural independiente del Anticlinorio de Parras, separados por una discontinuidad tectónica mayor, en donde este último cabalga sobre la Plataforma de Coahuila, mientras que el anticlinorio de Arteaga toma su forma arqueada, de acuerdo al contorno de los límites paleogeográficos, con decollement de su cubierta, como ya había sido propuesto por De Cserna (1956) y otros.

Las conclusiones a que llegan Quintero y Aranda (*op. cit.*) son del todo válidas para las dos regiones, ya que la información geofísica así las apoya. El basamento magnético en el frente de la cadena montañosa del Sector Transversal (Anticlinorio de Parras), está sepultado a -6 000 m bajo el nivel del mar y sin embargo, en la superficie (sierras La Catana y Parras), las formaciones basales de la cubierta sedimentaria mesozoica están aflorando y cabalgan a la Lutita Parras del Cretácico Superior, por lo que la profundidad del basamento magnético para explicar un carácter autóctono de la cubierta sedimentaria en ese sector, es anormal.

El zócalo mesozoico que rodea al Area Norte de la Curvatura de Monterrey se infiere de naturaleza ígneo metamórfico, en base a metaignimbritas obtenidas por núcleos de fondo de los pozos Palla 1A, Mayrán 1 y por los

fragmentos líticos incluidos en las formaciones La Gloria, La Casita, Carbonera y San Marcos, depositadas al margen del bloque de Coahuila. A partir de planos de intensidad magnética campo total, se ha calculado que la profundidad del basamento ígneo-metamórfico en las sierras que los Alamitos y la Paila, oscila entre -2 000 y -3 000 m. respectivamente bajo el nivel del mar, pero éste, se profundiza suavemente hacia el sur hasta alcanzar los -6 000 m. mencionados, que coinciden precisamente con el frente de cabalgamiento del Anticlinorio de Parras.

Los cálculos de profundidad de este basamento están apoyados con pozos y numerosas secciones sismológicas, en éstas solamente se identifican dos contrastes de velocidades bien marcados, se interpreta que el reflejo inferior (y más persistentes), es la cima del basamento Cretácico, mientras que el horizonte reflector superior, corresponde al contraste de velocidades entre las calizas de la Formación Treviño y las rocas flyshoides del Cretácico Superior, como lo comprobaron los pozos Paila 1A y Mayrán 1. En esas secciones sismológicas se observa que al pie de la Sierra de los Alamitos, al norte, el basamento Cretácico está somero (300 milisegundos), pero éste se profundiza paulatinamente hacia el Sur y en la posición donde se ubica el pozo Paila 1A, el zócalo Cretácico está sepultado a 2 275 m. de profundidad (que corresponde aproximadamente a un segundo en el registro sismológico). Al pie de la Sierra de Patagalana, que es el frente del Anticlinorio de Parras, este basamento alcanza 2.9 segundos que corresponde aproximadamente

a 7 000 m. de profundidad, de acuerdo al cálculo de velocidades para el tipo de formaciones esperadas (Indidura-Parras y Acatita-Treviño), por lo tanto, los cálculos de basamento magnético e interpretación sismológica coinciden para esta área. En las secciones sismológicas se observan difracciones que se interpretan originadas por fallas inversas, estas son más numerosas y con mayor corrimiento en el sur que hacia el norte, con su máximo exponente de aloctonía, al pie del Anticlinorio de Parras.

Dentro del área de estudio el basamento magnético es somero en la Sierra de la Paila (Figura No. 7) pero el oriente, en las cuencas de Parras y Popa, rápidamente alcanza -6 000 m, bajo el nivel del mar, formando una fosa orientada norte-sur. Hacia la Sierra Madre Oriental este basamento parece tener una tendencia a emerger, pero la susceptibilidad magnética sobre la sierra es muy baja e impide hacer cálculos confiables sobre la profundidad del basamento en cuestión.

Las secciones sismológicas que dieron apoyo al pozo Hacienda 1, muestran varios contrastes de velocidades el más profundo de éstos se interpreta como un basamento somero (un segundo) al poniente y se sumerge (2.6 segundos) al oriente, además para la posición del citado pozo se aprecian cambios de facies y acuñamientos abajo de la Formación la Virgen. Dicho pozo confirmó la presencia de un potente espesor de areniscas y conglomerados de profundidad total, sin llegar a tocar el basamento (Figura No 3).

CONFIGURACION DEL BASAMENTO MAGNETICO
(PROFUNDIDADES REFERIDAS BAJO EL NIVEL DEL MAR)

FIGURA 1

El pozo Encinas 1 cortó 4 006 m, del Grupo Difunta, Lutita Parras y la Formación Indidura, sin poder atravesar la columna supracretácica, los pozos Popa 1, Piedra 1 y Anheló 1, con 3 431 m, 3 885 m. y 4 600 m de profundidad respectivamente, situados al norte del pozo Encinas 1, llegaron a la Formación Olvido sin tocar el basamento, como también sucedió con el pozo Silla 1, que alcanzó 4 000 m. de profundidad. Cabe señalar que este pozo inició en la Formación Indidura y cortó una columna estratigráfica normal hasta la Formación La Peña, apareciendo el espesor de la Formación Cupido triplicado (2 400m) por plegamiento, quedando el fondo del pozo en la cima de la Formación Taraises, sin mayores complicaciones estructurales.

Todos los pozos anteriores confirman la existencia de una columna estratigráfica potente, deformada, relativamente autóctona y congruente con un basamento profundo.

Al oriente de la Sierra Madre, la configuración en tiempo del horizonte sísmológico cima de la Formación La Casita, integrado de varios Informes geofísicos (ver apéndice bibliográfico), muestra a un bloque de basamento somero, que corresponde a la paleoisla de San Carlos, que varia en tiempo configurado desde 1.1 a 0.5 segundos, la profundidad del basamento fue confirmada por el pozo Terán 1 que a 1 422 m de profundidad, encontró a la Formación Tamaulipas Inferior descansando directamente sobre una granodiorita, fechada en 180 m.a. (K/Ar). Los pozos Benemérito 1, Suárez 1, Margarita 1, Ramones 1, Linares 1, y otros,

cortaron a formaciones marinas jurásicas con anhidrita o sal, descansando sobre lechos rojos. Esta información de subsuelo permite delinear la amplitud oriental de este bloque paleogeográfico, pero su límite occidental es de dimensiones inciertas por la carencia de datos (Figura No 8). Es conveniente hacer notar que la Sierra de Sevilla y la Sierra Madre Oriental, desde Cola de Caballo hacia el sureste, tienen un plano de falla inversa bien expuesto y quedan montadas estas serranías sobre el bloque de San Carlos, pero hacia la Curvatura de Monterrey no se observa esta falla y se tiene continuidad estructural entre los pliegues de esa área, por lo que se descarta ahí un desbordamiento tectónico de gran escala, como el pozo Silla 1 lo sugiere al relacionar el espesor de la carpeta sedimentaria, con la profundidad del basamento que tiende a levantarse hacia la Sierra Madre.

El plano de anomalía gravimétrica regional (Figura 9), está integrado de varios levantamientos regionales efectuados para Petróleos Mexicanos (informes varios), en todos ellos se realizaron correcciones por rugosidad topográfica y se ajustaron valores gravimétricos de un área a otra para unificar la tendencia de curvas isoanómalas. Este plano muestra los ejes de las anomalías gravimétricas con un patrón de orientación NNW-SSE, a excepción de la porción sur, en donde algunos de estos ejes, exhiben una dirección este-oeste.

La característica principal que se observa en los planos de anomalía de Bouguer y anomalía regional, consiste en que la porción norte del área (hacia la Sierra de la Paila), presenta un

CONFIGURACION SISMOLOGICA (en segundos) DE LA
CIMA DE LA FORMACION LA CASITA

FIGURA 8

CONFIGURACION DE ANOMALIA GRAVIMETRICA REGIONAL

FIGURA 9

dominio de altos gravimétricos de carácter local, éstos pueden ser provocados por irregularidades del basamento al que para esta porción, se considera somero; mientras que al sur y oriente del área existen mínimos regionales, que se consideran ser provocados por la depresión relacionada con las cuencas de Parras y la Popa, orientada casi norte-sur, con un probable basamento gravimétrico situado a -7 000 m de profundidad, como la magnetometría, sismología y pozos también lo sugieren.

La observación e interpretación de la imagen Landsat (banda 7) para esta área, encuentra continuidad estructural entre los buzamientos de los anticlinales de los Muertos, San Lucas y Arteaga situados al oriente, abiertos en Formaciones jurásicas e infracretácicas, con sus ejes estructurales que se continúan hacia el poniente, pero abiertos en formaciones supracretácicas.

La configuración de anomalía de Bouguer también encuentra continuidad gravimétrica y estructural, entre los buzamientos de los anticlinales de los Muertos, San Lucas y Arteaga, situados al oriente, con máximos gravimétricos sepultados, que unen en el subsuelo a los pliegues anticlinales situados al poniente, representados por los valles que separan a los sinclinales de las Imágenes, Guajardo, Pico de Vega y General Zepeda, como se observa en la Figura 10. La depresión gravimétrica que oculta en el subsuelo a la continuación de los pliegues del oriente y poniente, coincide con la fosa regional de basamento magnético orientada NNW-SSE, que resulta paralela al eje

gravimétrico regional localizado sobre la Sierra de la Paila.

En la región existen dos tendencias de plegamiento muy claras, una orientada NW-SE y WNW-ESE, representada por las estructuras que dan cuerpo a la Sierra Madre, que según la mayoría de los criterios fueron generados por la Orogenia Laramide y otra tendencia de plegamiento orientada NNW-SSE, representada por las sierras de la Paila, según Tardi (1980) estos pliegues se originaron posteriormente.

Se desconoce la edad precisa en que dio inicio el plegamiento en el área, muchos suponen que comenzó en el Paleoceno, con los datos aportados por Vega (1987) éste pudo ocurrir, poco después, lo que es muy cierto, es que la Orogenia Laramide (en el sentido propuesto por Coney, 1976), migró en tiempo y espacio de poniente a oriente; para el área de estudio la edad de plegamiento es incierta, pero más desconocida es la edad en que finalizó ésta.

Se presume que los pliegues de fondo que en otras áreas afectan a la mollase Ahuichilá, ocurrieron posteriores al evento Laramide, entre el Mioceno (Tardy, 1980) u Oligoceno (Eguiluz, 1987), pero para nuestra área faltan datos para precisar estas inferencias.

La Sierra de la Paila es un pliegue amplio, suave, orientado NNW-SSE, con buzamiento al sureste y su extremo norte cortado por falla normal, con su cresta afectada por algunos cuerpos intrusivos graníticos, su orientación es paralela al pliegue de fondo que da cuerpo a la Sierra de San Julián, que también difiere de la orientación laramídica de otras sierras que la

CONFIGURACIONES DE ANOMALIA DE BOUGUER

FIGURA 10

rodean, lo que hace suponer que el Anticlinal de la Palla, también es un pliegue de fondo tardío, con su contraparte sinclinal localizado al oriente, en la posición que ocupa la depresión de basamento que aloja a las cuencas de la Popa y Parras, por lo tanto; se infiere que esta fosa fue originada por una compresión póstuma, que replegó a las estructuras laramídicas orientadas este-oeste y gracias a su hundimiento, se preservó de la erosión la pila sedimentaria que ahí aflora, ubicada en una posición crítica, que ha tenido una historia compleja por estar ligada al borde paleotectónico y paleogeográfico de la Península de Coahuila.

El Area Norte de la Curvatura de Monterrey posee un estilo estructural propio, diferente a otras áreas reconocidas por Padilla (1985) dentro de la Sierra Madre Oriental. Al sur del Area Norte los traslapes tectónicos van apareciendo y se incrementan tanto en frecuencia como en desplazamiento, hasta ser tan claros como los observados en los Cerros de La Catana (Odranoel y Aranda, *op. cit.*), el Potosí (Padilla, 1978) o Aramberry (Tardy, 1980), mientras que hacia el norte, pasan en transición hacia las estructuras características del Golfo de Sabinas. El Area Norte lo representan los anticlinales de Arteaga, San Lorenzo y los Muertos, su plegamiento y acortamiento obedece a decollement de la cubierta sedimentaria que patina sobre evaporitas de la Formación Olvido, hacia el norte la deformación paulatinamente se va atenuando (Sierras de Topo- Chico y Mitras) y pasa a formar anticlinales alargados, angostos y aislados, con influencia salina, característicos de

la provincia geológica del Golfo de Sabinas, como son las Sierras de Minas Viejas, Enmendio y Bustamante, La Gavia y el Fraile; en esta última se aprecian los dos estilos estructurales que aquí convergen, la orientación de arco en Potrero de García y la orientación NW-SE de los pliegues del Golfo ubicada en Potrero Chico, ambas modificaciones posteriormente por diapíros de sal (Wall *etc. al.*, 1961).

El anticlinal de la Silla tiene un estilo estructural muy similar a los pliegues de las cuencas de Sabinas y Magízcatzin, transicional hacia la deformación característica expuesta en la Curvatura de Monterrey, pero su aislamiento y recostamiento sobre el bloque de San Carlos la individualiza de otros pliegues.

El análisis permite reconocer que el Area Norte de la Curvatura de Monterrey posee un estilo que estructural propio, transicional entre los grandes anticlinorios cabalgados que caracterizan a la región norte de la Cuenca del Centro de México (Carrillo 1972) y los pliegues amplios e individualizados del Golfo de Sabinas. Si observamos un plano geológico de la República Mexicana se descubren rasgos diferentes y característicos para cada provincia geológica del Norte de México, los límites de estas provincias coinciden con lineamientos que corresponden a márgenes de bloques, que controlaron la paleogeografía y sedimentación durante el Mesozoico y la deformación posterior. Las fallas de La Babia y San Marcos son los límites NE y SW respectivamente de las cuencas de Sabinas y Chihuahua, pero también existen lineamientos orientados norte-sur (Eguiluz 1984),

dispuestos de manera escalonada, que controlaron la sedimentación durante la migración transgresiva entre esas mismas cuencas, para diferentes tiempos del Jurásico (Salvador, 1987) y Cretácico. Uno de estos lineamientos orientados norte-sur se reconoce desde la Sierra de Santa Rosa Coah., y se proyecta hacia el sur delimitando el borde oriente de la paleopenínsula de Coahuila (Area estudiada en este trabajo), su continuación más al sur coincide con el lineamiento de Matehuala (Garduño, 1984), que corresponde al borde occidental de la Plataforma de Valles-San Luis. Este lineamiento es una frontera que separa a oriente y poniente de él, bloques y cuencas con sedimentación diferente y característica entre sí pero también estilos morfotectónicos y geofísicos integrados.

La información descrita en este capítulo nos guía para considerar con más apoyo, la idea de que esta curvatura no corresponde a un desbordamiento por sobreposición tectónica de las series Parrense sobre la Coahuilense en esta área, ni tampoco a un desplazamiento Laramídico lateral de rumbo; la identificación de cambios de facies en varios niveles estratigráficos y principalmente en el Neocomense, en el borde oriental de la Paleopenínsula de Coahuila, integrados con datos estructurales apoyados con geofísica, dan más validez a la idea inicial de considerar que esta forma arqueada de la Sierra Madre oriental, obedece a un arreglo paleogeográfico y paleotectónico ancestral, donde los pliegues

laramídicos del Area Norte, tuvieron un giro y se adelantaron por decollement.

CONCLUSIONES

En este trabajo se propone utilizar el nombre de Formación Carbonera para distinguir a las areniscas de edad Neocomense, que poseen características litológicas propias y diferentes a las areniscas de la Formación La Casita del Jurásico. Las columnas estratigráficas de La Formación Carbonera incluídas en el texto, ayudan a precisar los cambios litológicos de ambientes y la influencia que para ese tiempo, aún tuvieron las áreas continentales sobre la sedimentación.

El ciclo de depositación Carbonera y otras formaciones isócronas del Norte de México, coinciden con el rango en tiempo de cambios eustáticos a nivel intercontinental, propuestos por Vail *etc. al.* (1977).

Los cambios de facies que ocurren en varios niveles estratigráficos del área y principalmente del Neocomense, combinados con la configuración de basamento y la continuidad de estructuras entre la superficie y el subsuelo, son parámetros que indican que la distancia de acortamiento y desplazamiento desde la posición original del Area Norte de la Curvatura de Monterrey, hasta su posición actual no fue tan grande como otros autores sugieren, las características del plegamiento aquí, son una transición entre las estructuras de la Cuenca de Sabinas y las grandes aloctonías de la Cuenca del Centro de México (mal llamada Mar Mexicano), representadas por el Anticlinorio de

Parras y la Cabalgadura de San Felipe (Eguiluz, 1985).

La Sierra de la Paila se interpreta como un pliegue de basamento orientado NNW-SSE, con buzamiento al SSE, su contraparte sinclinal se localiza al oriente, en donde se ubican las Cuencas de la Popa y Parras, que se sitúan sobre una depresión de basamento paralela al pliegue del fondo de la Paila, esta depresión además de pertenecer al margen limítrofe de un bloque paleogeográfico, con su consecuente historia geológica, se interpreta como un pliegue tardío, posterior a las estructuras de estilo laramídico que se reconocen en el Grupo Difunta.

Los datos geológicos y geofísicos sugieren que los límites de los bloques de Coahuila, San Carlos y Miquihuana, están gobernados por fallas que originaron bloques paleogeográficos altos y bajos, estos últimos permitieron la existencia de canales de comunicación marina durante el Jurásico entre las Cuencas de Sabinas-Magíscarzin al oriente, con la Cuenca del centro de México al poniente. La disposición y límites de esos bloques influyó en la sedimentación y en el estilo de deformación de cada área de la Sierra Madre Oriental.

El autor consultó la información publicada sobre la región, pero reconoce que hay más trabajos, a los que por diferentes razones no se tuvo acceso, los temas tratados aquí no están agotados, aún falta por realizar mucho más gravimetría sobre la Sierra Madre, cálculo e interpretación de basamento magnético sobre esa misma área, sismología de reflexión en los Llanos de Agua Nueva, estudios de diagénesis y

geoquímica, serán necesarios para interpretar con mayor certidumbre y evaluar el área desde el punto de vista económico.

BIBLIOGRAFIA

AGUAYO, C. J., 1978. Facies Sedimentarias y Diagénesis de la Formación Novillo (Jurásico Superior), Noreste de México. Revista del Instituto Mexicano del Petróleo. Vol.X, No.4,p.p.6-23.

ALFONSO, Z. J., 1978. Geología Regional del Sistema Sedimentario Cupido. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. Vol.XXX,p.p.1-56.

BLOXON, W.E., 1972. A Lower Cretaceous (Comanchean) Prograding Shelf and Associated Environments of Deposition, Northern Coahuila, Mexico. Univ. of Texas at Austin Thesis.

BOSSE, EMIL, 1923. Vestiges of an Ancient Continent in Northeast Mexico. American Journal Sci., (5), Vol. VI, No. 33, p.p. 196-214.

BURROWS, H.R., 1910. Geology of Northern Mexico. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo VII, p.p. 85-103.

CARRILLO, B.J., 1972. Exploración Petrolera de la Cuenca Mesozoica del Centro de México. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Vol.XXXIV, No.1, p.p.3-47.

CONEY, P.J., 1976. Plate tectonics and the Laramide Orogeny. New Mexico Geol. Soc. Special Publ. No. 6, p.p. 5-10.

CONTRERAS M.B., 1977. Bioestratigrafía de las Formaciones Taraises y La Peña (Cretácico Inferior), de la Goleta, Coahuila y Minillas, Nuevo

León. Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, Vol. IX, No. 1, p.p. 8-28.

DE CSERNA ZOLTAN, 1956. Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México, Entre Torreón y Monterrey. XX Congreso Geológico Internacional. México, 87 p.

EGUILUZ, de A.S. y ARANDA, G.M., 1983. Posibilidades Económico-Petroleras en Rocas Clásticas del Neocomiano de la Margen Sur de la Paleoisla de Coahuila. Revista Ingeniería Petrolera. Vol. XXXIII, No. 8, p.p. 5-13.

EGUILUZ, de A.S., 1984. Tectónica Cenozoica del Norte de México. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. Vol. XXXVI, No. 1, p.p. 41-62.

-----, 1985. Posibilidades Petroleras en el Mar Mexicano. Revistas Ingeniería Petrolera. Vol. XXV, No. 8, p.p.39-62.

FLEXER, A., ROSENFELD, A., LIPSON and HONIGSTEIN, A., 1986. Relative Sea Level Changes During the Cretaceous in Israel. American Association of Petroleum Geologist, Bull., V.70, No. 11, p.p. 1685-1699.

FLORES, R.L., GARDUÑO, M.C.H., ZALDIVAR, R.J. Y ORTIZ, U.A., 1981. Estudio Tectónico Estructural del Area de Torreón-Salttillo-Concepción del Oro, Zac. Instituto Mexicano del Petróleo, Proyecto C-1123 (inédito).

FORTUNATO, K.S. and WARD, W.C., 1982. Upper Jurassic-Lower Cretaceous Fan Delta Complex, La Casita Formation of the Saltillo Area, Coahuila, Mexico; Gulf Coast. Assoc. Geol. Soc. Trans. V.32, p.p. 473-482.

GARDUÑO, M.V.H., 1984. Estudios de Accidentes

de Basamento en Base a Teledetección y Análisis Microestructural en el Area de Matehuala, S.L.P., con un Modelo Experimental. Sociedad Geológica Mexicana, VII Convención Nacional, Memorias. p.p. 75-82.

GARZA, G.R., 1973. Modelo Sedimentario del Albiano Cenomaniano en la Porción Sureste de la Plataforma de Coahuila. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. Vol. XXV, No. 7-9, p.p. 311-340.

GROVER, E., WEIDIE, A., BOYD, R., FORDE, R. and LEWIS P., 1962. Formational Divisions of Difunta Group, Parras Basin, Coahuila and Nuevo Leon, Mexico, American Association of Petroleum Geologists Bull. V. 46, No. 3, p.p. 374-383.

GUZMAN, B.E., 1974. Diagénesis de la Caliza Cupido del Cretácico inferior, Coahuila, México. Revista Instituto Mexicano de Petróleo. Vol. 6, No. 2, p.p.20-40.

HOROWITZ, S.A. and POTTER, E.P. 1971. Introductor and Petrography of Fossils. Springer-Verlag. N.Y. 100 p., 28 fig.

HUBBARD, J.R. 1988. Age and Significance of Sequence Boundaries on Jurassic and Early Cretaceous Rifted Continental Margins. American Association of Petroleum Geologists Bull. V. 72, No.1, p.p. 49-72.

HUMPHREY, E.W., 1949. Geology of the Sierra de los Muertos Area, Mexico. Geological Society of America Bull. v. 60, p.p. 89-176.

IMLAY, R.W., 1936. Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico. Part IV. Geology of the Western Part of the Sierra de Parras, Geological Society of America Bull. v. 47, p.p. 1091-1152.

-----, 1937. Geology of the Middle Part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico. Geological Society of America Bull., V. 48, p.p. 587-630.

-----, 1940. Neocomian Faunas of Northern Mexico. Geological Society of America Bull. V.51, p.p. 117-190.

INFORMES VARIOS: Estudio Gravimétrico de la Cuenca de Parras, 1974. Informe NEM 1330, (inédito).

Estudio Gravimétrico y Magnetométrico del Prospecto San Hipólito. 1976. Informe NEM 1450, (inédito).

Estudio Gravimétrico del Prospecto Saltillo El Oro, 1983. Informe NEM 1879 (inédito).

Estudio Gravimétrico del Prospecto Mina, 1983. Informe NEM 1880 (inédito).

Exploración Sismológica del Area Este de Monterrey, N. L., 1974. Informe NEM 1299 (inédito).

Estudio Sismológico del Prospecto Allende, N. L., 1981. Informe NEM 1364 (inédito).

Estudio Sismológico del Prospecto Villagrán, 1982. Informe NEM 1888 (inédito).

Estudio Sismológico del Prospecto Apodaca, 1975. Informe NEM 1300 (inédito).

Estudio Gravimétrico del Prospecto Encinas, 1988. Informe de Avance (inédito).

JONES, W.J., MCKEE, W.J., MARQUEZ, D.B., TOVAR, J., LONG, E.L., LAUDON, S.T., 1984. The Mesozoic La Mula Island, Coahuila, Mexico. Geological Society of America Bull. V. 95, p.p. 1226-1241.

KELLUM, L.B., 1936. Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico. Part III. Geology of the

Mountains West of the Laguna District. Geological Society of America Bull. V. 47, p.p. 1039-1090.

KING, R.E., 1934. The Permian of Soutwestern Coahuila. American Journal Sci. (5), V.27, p.p. 989-112.

LONGORIA, F.J., 1975. Estratigrafía de la Serie Comancheana del Noreste de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Vol. XXXVI, p.p. 31-59.

-----, 1987. Paleogeographic Development of Mexico During the Cretaceous. Actas Facultad Ciencias de la Tierra, Univ. Autón. de Nuevo León. Simposio Internacional: El Cretácico de México y América Central. Resúmenes, p.p. 177-190.

MATSUMOTO, T., 1980. Interegional Correlation of Transgressions and Regressions in the Cretaceous Period. Cretaceous Research, V. 1., No. 4, p.p. 359-373.

Mc BRIDE, E.F., WEIDIE, A.E., WOLLEBEN, J.A. and LAUDON, R.C. 1974. Stratigraphy and Structure of the Parras and La Popa Basins, Northeastern Mexico. Geological Society of America Bull. V. 84, p.p. 1603-1622.

MICHALZIK, D., 1987. Sedimentación y Sucesión de Facies en un Margen Continental Pasivo del Triásico al Cretácico Temprano del Noreste de la Sierra Madre Oriental, Mexico. Actas Facultad Ciencias de la Tierra, Univ. Autón. de Nuevo León. Simposio Internacional: El Cretácico de México y América Central. Resúmenes p.p. 27-31.

MITRE, S.L., 1981. Las Imágenes Landsat. Una herramienta Util en la Interpretación

Geológico-Estructural; Un Ejemplo en el Noreste de México. Univ. Nal. Autón. de México. Instituto de Geología. Revista, Vol. 5, p.p. 37-46.

ORTUÑO, A.F., 1985. Evolution Sedimentaire Mesozoique du Bassin Rift de Chihuahua, Mexique. Implications Geodinamiques. These 3a cycle. Universite pau. Roneot, 344 p.

PADILLA Y SANCHEZ, R.J., 1978. Geología y Estratigrafía (Cretácico Superior) del Límite Suroeste del Estado de Nuevo León. Univ. Nal. Autón. México. Instituto de Geología. Revista, Vol. 2, No.1, p.p. 37-44.

-----, 1985. Las Estructuras de la Curvatura de Monterrey, Estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosi. Univ. Nal. Autón. México. Instituto de Geologia, Revista, Vol. 6, No. 1, p.p. 1-20.

PALMER, A.R., 1983. The Decade of North American Geology: 1983. Geologic Time Scale. Geology, V. 11, p.p. 503-504.

PITMAN, C.W., 1978. Relationship Between Eustacy and Stratigraphic Sequences of Passive Margins. Geological Society of American Bull. V. 89, p.p. 2389-1403.

QUINTERO, L.O. Y ARANDA, G.M., 1985. Relaciones Estructurales Entre el Anticlinorio de parras y el Anticlinorio de Arteaga (Sierra Madre Oriental), en la Región de Agua Nueva, Coahuila. Univ. Nal. Autón. México, Instituto de Geologia, Revista, Vol. 6, No. 1, p.p. 21-36.

REYES, B. Y KOSTENKO, N., 1976. Sistemas de Estrucuras Superficiales Postlaramidicos, en la Región comprendida por los Estados de San Luis Potosi, Zacatecas, Nuevo León y Coahuila.

Sociedad Geológica Mexicana. Convención Nacional, Resúmenes. p. 17.

SALVADOR, A. 1985. Chronostratigraphic and Geocronometric Scales in COSUNA Stratigraphic Correlation Charts of the Unites States. American Association Petroleum Geologists Bull. V. 69, No. 2, p.p. 181-189.

-----, 1987. Late Triassic-Jurassic Paleogeography and Origin of Gulf of Mexico Basin. American Association of Petroleum Geologists Bull. V.71, No. 4, p.p. 419-454.

SCHWAN, W., 1980. Geodynamic Peaks in Alpinotype Orogenesis and Changes in Ocean-Floor Spreading During Late Jurassic-Late Tertiary Time. American Association of Petroleum Geologists Bull V. 64, No. 3, p.p. 359-373.

SLOOS, L.L., 1963. Sequences in the Cratonic Interior of North America, Geologic Society of America Bull. V. 74, p.p. 93-113.

-----, 1969. Global Sea Level Changes: a View From the Craton in J.S. Watkins, L. Montadert and P.W. Dikerson, eds. Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins. American Association of Petroleum Geologists. Memo. 29, p.p. 461-476.

SMITH, C.I. and BLOXON, W.E., 1974. The Trinity Division and Equivalents of Northern Coahuila, Mexico. Geoscience and Man. V. VIII, p.p. 67-76.

SMITH, C.I., 1970. Lower Cretaceous Stratigraphy, Northern Coahuila, Mexico. University of Texas Bureau of Economic Geology, Report of Investigations 65, 101 p.

TARDY, M., 1972. Sobre la Estratigrafía de la Sierra Madre Oriental en el Sector de Parras Coahuila: Distinción de las Series Coahuilense y

Parrense. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana Vol. 33, No. 2, p.p. 51-70.

-----, 1975. La Nappe de Parras: Un Traité Essentiel de la Structure Laramine de Secteur Transverse de la Sierra Madre Oriental, Mexique, B.S.G.F., (7), XVII, No. 1, p.p. 77-87.

-----, 1980. Contribution a l' Etude Geologique de la Sierra Madre Orientale du Mexique. Université Pierre et Marie Curie de Paris. These.

VAIL, P.R., MITCHUM, R.M., and THOMPSON, S., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level. in C.E. Payton ed. Seismic Stratigraphy Application to Hydrocarbon Exploration. A.A.P.G. Memoire 26, p.p. 83-97.

VEGA, V.J., 1987a. Importancia Geologico-Estratigráfica de la Transición Cretácico Superior-Terciario en la Cuenca de la Popa (Grupo Difunta), Nuevo León. Actas Facultad Ciencias de la Tierra, Univ. Autón. de Nuevo León. Simposio Internacional: El Cretácico de México y América Central. Resúmenes p.p. 107-110.

-----, 1987b. Contribuciones a la Estratigrafía del Grupo Difunta en la Cuenca de la Popa, Coahuila y Nuevo León. Univ. Nat. Autón. México. Instituto de Geología, Segundo Simposio, Resúmenes p.p. 14-15.

VOKES, E.H., 1963. Geology of the Cañon de la Huasteca in the Sierra Madre Oriental, Nuevo Leon, Mexico. Tulane Studies in Geology. V. 1, p.p. 125-148.

WALL, J.R., GROVER, E.M., DIAZ, T.G., 1961. Geologic Occurrence of Intrusive Gypsum and its

Effect on Structural Forms in Coahuila Marginal Folded Province of Northeastern Mexico. American Association of Petroleum Geologists. V. 45, No. 9, p.p. 1504-1522.

VAN HINTE, J.E., 1976. A Cretaceous Time Scale. Contributions to the Geologic Time Scale. Ed. by George V. Cohes, Martin F. Glaessner and H.D. Hedberg. Pub. by American Association of Petroleum Geologists. V. 45, No. 9, p.p. 269-287.

VAN HOUTEN, B.F., 1980. Latest Jurassic-Early Cretaceous Regressive Facies, Northeast Africa Craton. American Association of Petroleum Geologists Bull. V. 64, No. 6, p.p. 857-867.

WEIDIE, A.E. and GROVER, E.M., 1967. Geology of Parras Basin and adjacent Areas of Northeastern Mexico. American Association of Petroleum Geologists Bull. V. 51, No. 5, p.p. 678-695.

WILSON, L.J., 1981. Lower Cretaceous Stratigraphy in the Monterrey Saltillo Area, in C.I. Smith (ed.), Lower Cretaceous Stratigraphy and Structure, Northern Mexico. West Texas Geol. Soc. Publ. 81-74, p.p. 78-84.

WILSON, J.L. and PIALLI, G., 1977. A Lower Cretaceous Shelf Margin in Northern Mexico. University of Texas. Bureau of Economic Geology, Report of Investigations No. 89, p.p. 286-294.

WILSON, J.L. and SELVIUS, D.B., 1984. Early Cretaceous in the Monterrey-Saltillo Area of Northern Mexico. Field Guide Sponsored and published by the Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation. p.p. 24-42.