



Universidad Nacional Autónoma de México

Posgrado en Ciencias de la Tierra



**Evolución Geológica-Estructural de la Región Arcabuz-Culebra,
Oeste de la Cuenca de Burgos, Noreste de México**

T e s i s

que para obtener el grado de
Doctor en Ciencias
(Geología Estructural y Tectónica)
presenta

Arturo Ortiz Ubilla

Tutor: Dr. Gustavo Tolson Jones

2006



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Dedicatorias

A mis hijos:

Dafne Jaicivi
Esau
Habid

A mi esposa:

Sara

A mis padres:

Gildardo Ortiz
Aida Ubilla

A todos mis familiares

A la memoria de mi hermano

Azael

Agradecimientos

Mi más sincero agradecimiento a todas aquellas personas e instituciones que de alguna manera colaboraron en la realización del presente trabajo:

Al **Instituto Mexicano del Petróleo**, por la oportunidad y las facilidades otorgadas.

Gracias, M en C. Baldomero Carrasco Velázquez
Dra. Alma América Porres Luna
Dr. Felipe Ortuño Arzate

A **Petróleos Mexicanos Exploración-Producción** (Activo Reynosa), por las facilidades otorgadas.

Gracias, Ing. José Antonio Escalera Alcocer
Ing. Norberto Monroy Ayala
Ing. Genaro Ziga Rodríguez

Al **Instituto de Geología** de la UNAM, por su cordial recibimiento.

Al Dr. Gustavo Tolson Jones, por la dirección de esta tesis.

A Dr. Dante J. Morán Zenteno, Dr. Luca Ferrari, Dra. Elena Centeno García, Dra. Susana Alaniz Álvarez, Dr. J. Manuel Grajales Nishimura y Dr. Gustavo Murillo Muñeton, por sus valiosos comentarios y sugerencias, así como por ser parte del jurado examinador.

A la Sra. Magdalena Alcayde Orraca, por la revisión del manuscrito de tesis.

A María del Sol Hernández Bernal, José Luis Sánchez Zavala, Enrique González Torres, por su amistad y compañerismo en el trabajo docente.

A Gloria A. Benitez Alba y María Luisa Reyes Ochoa, por su amistad y apoyo en la administración de los documentos escolares.

A Rosario Flores Ramos y Francisco Montaña Cuahuilaz, por su apoyo informático y por su amistad.

A María del Carmen Rosales Domínguez y Juan Araujo Mendieta, por las vicisitudes compartidas en la vivencia del posgrado y por su amistad.

Contenido

Resumen

I. Introducción.....	1
I.1 Presentación.....	1
I.2 Planteamiento del Problema.....	1
I.3 Objetivo.....	3
I.4 Localización.....	4
I.5 Metodología de Trabajo.....	4
I.6 Fuentes de Información.....	9
I.7 Antecedentes del Área de Estudio.....	9
II: Marco Geológico Regional.....	11
II.1 Generalidades.....	11
II.2 Basamento.....	14
II.3 Cubierta Sedimentaria.....	21
II.4 Estructura.....	26
III. Análisis Sismo-estratigráfico.....	31
III.1 Basamento.....	34
III.2 Cubierta Sedimentaria.....	38
III.2.1 Mesozoico.....	38
III.2.2 Cenozoico.....	41
IV. Análisis Estructural.....	50
IV.1 Contexto Conceptual de la Deformación Despegada.....	50
IV.1.1 Definición.....	50
IV.1.2 Fallas Normales Despegadas.....	51
IV.1.3 Estructuras de Lutita.....	61
IV.2 Interpretación Estructural del Área Arcabuz-Culebra.....	67
IV.2.1 Caracterización Geométrica.....	67
IV.2.2 Estilo Estructural Fallas Normales Despegadas.....	68
IV.2.3 Estilo Estructural Estructuras de Lutita.....	71
IV.2.4 Cinemática de la Deformación.....	73

V. Evolución Tectono-Estratigráfica.....	79
V.1 Pre-Jurásico Tardío.....	79
V.2 Jurásico Tardío.....	86
V.3 Cretácico.....	88
V.4 Paleoceno.....	93
V.5 Eoceno.....	96
VI. Implicaciones Petroleras.....	104
VI.1 Hidrocarburos.....	104
VI.1 Discusión.....	107
VII. Conclusiones.....	111
Referencias.....	114

FIGURAS

	Página
1. Localización de la Cuenca de Burgos y del área Arcabuz-Culebra.	2
2. Franjas geológicas de la Cuenca de Burgos.	3
3. Metodología de trabajo.	4
4. Elementos estructurales del noroeste del Golfo de México.	12
5. Provincia fisiográfica Planicie Costera del Golfo.	13
6. Distribución de las Rocas de Basamento.	15
7. Basamento y magnetometría en la región de la Cuenca de Burgos.	16
8. Rango de edades de las rocas de basamento.	20
9. Columna estratigráfica compuesta de la Cuenca de Burgos.	22
10. Distribución de la unidad Capas Rojas.	23
11. Fallas normales regionales y zonas estructurales.	28
12. Sección estructural de la zona occidental de la Cuenca de Burgos.	29
13. Sección estructural de la zona oriental de la Cuenca de Burgos.	29
14. Mapa geológico del área Arcabuz-Culebra.	32
15. Columna estratigráfica compuesta del área Arcabuz- Culebra.	33
16. Correlación de unidades litoestratigráficas y horizontes sísmicos.	35
17. Interpretación sismo-estratigráfica y estructural de la sección de estudio.	36
18. Sección de correlación litoestratigráfica con los pozos de la sección de estudio.	44
19. Estilos estructurales.	52
20. Falla normal lítrica de crecimiento.	53
21. Planos y direcciones de esfuerzos relacionados con el fallamiento.	56
22. Falla fuera de contexto dentro de un marco distensivo.	56
23. Esfuerzos principales en fallas normales en un marco andersoniano.	57
24. Estructura semigraben o pliegue por flexión de falla.	60
25. Deformación del bloque del alto.	61
26. Tipos de domos de lutita.	62
27. Diapiro de estado Reactivo y de estado Reactivo y Activo en el Delta del Níger.	64
28. Sección esquemática para el Cretácico Tardío.	74
29. Depósitos de carbón Cretácico Tardío.	74
30. Sección esquemática para el Eoceno temprano.	76
31. Sección esquemática para el Eoceno medio.	76
32. Sección esquemática para el Eoceno tardío–Oligoceno temprano.	78
33. Elementos estructurales mesozoicos mayores en el noreste de México.	81

34. Lineamientos regionales mesozoicos en el noreste de México.	83
35. Sección esquemática para el Triásico Tardío-Jurásico Medio	83
36. Distribución probable del Bloque Arco de –Tamaulipas.	85
37. Márgenes divergentes de Norteamérica y Suramérica.	87
38. Tipos de corteza en el área del Golfo de México.	38
39. Sección esquemática para el Jurásico Tardío.	89
40. Sección esquemática para el Cretácico Medio.	90
41. Paleogeografía del noreste de México para el Maestrichtiano.	92
42. Sección esquemática para el Paleoceno temprano.	95
43. Litofacies para el Paleoceno temprano.	95
44. Sección esquemática para el Paleoceno tardío.	96
45. Sección esquemática para el Eoceno temprano.	97
46. Sección esquemática para la parte temprana del Eoceno medio.	99
47. Sección esquemática para la parte temprana del Eoceno tardío.	101
48. Eventos sedimentarios y de deformación en el área Arcabuz-Culebra.	103
49. Campos petroleros y producción de condensados.	105
50. Niveles estratigráficos generadores y almacenadores de hidrocarburos.	105

TABLAS

1. Fechamientos radiométricos de las rocas de basamento de la Cuenca de Burgos.	19
2. Características sísmicas de las unidades sismo-estratigráficas.	37

Resumen

En este trabajo se analizan la geometría y los mecanismos de la deformación distensiva presentes en el área Arcabuz-Culebra, una porción de la parte occidental de la Cuenca de Burgos en el noreste de México, y se describe la sucesión de eventos tectonoestructurales y sedimentarios que caracterizan la historia evolutiva de la región.

La estratigrafía sísmica en el subsuelo del área, refleja un basamento probablemente metamórfico y de edad Paleozoico tardío, sobreyacido discordantemente por una cubierta sedimentaria del Jurásico Medio (?) - Oligoceno temprano, conformada por depósitos calcáreo-arcillosos de ambientes marinos y depósitos siliciclásticos de ambientes transicional y marino. Esta secuencia estratigráfica puede ser dividida en dos paquetes con distinto comportamiento estructural que describen una deformación distensiva de tipo despegado. El paquete inferior sin deformación aparente, incluye el basamento y las unidades mesozoicas marinas, con una disposición homoclinal de echado general hacia el oriente. El paquete superior incluye las unidades paleógenas y está deformado por una serie de fallas normales lístricas inclinadas al este, las cuales enraízan en el límite Mesozoico-Paleógeno. Este paquete presenta también estructuras diapíricas de lutita.

La deformación en el paquete superior se caracteriza por dos estilos estructurales: fallas normales despegadas y estructuras de lutita. Las relaciones deformación-sedimentación indican tres etapas de fallamiento normal que espacialmente migran hacia el oriente; una de carácter postdeposicional durante el Eoceno temprano y dos de tipo sinsedimentario, en el Eoceno medio y en el Eoceno tardío-Oligoceno temprano. También señalan tres etapas de diapirismo de lutita; una etapa reactiva en el Eoceno medio, una etapa activa en la parte tardía del Eoceno medio y una nueva etapa reactiva durante el Eoceno tardío-Oligoceno temprano. La interacción espacial y temporal de estos dos estilos estructurales en la zona de estudio, dio lugar al desarrollo de un depocentro en el cual se acumularon espesores importantes de las unidades Queen City, Weches y Cook Mountain.

El depósito de las unidades mesozoicas se relaciona con la historia de formación de la cuenca del Golfo de México, en sus fases de fragmentación y apertura, así como con el desarrollo de una margen pasiva bajo un esquema de una rampa con una sedimentación de ambientes marinos profundos. A partir del Maastrichtiano se da un importante cambio en el marco ambiental del área por el desarrollo de un sistema deltaico, donde se tiene el depósito de las unidades del Paleoceno-Eoceno bajo un esquema sedimentario de una planicie deltaica de carácter progradante al oriente. Asociado a esto, tuvieron lugar los eventos de deformación distensiva despegada de manera sindeposicional, todo bajo un marco tectónico de una margen pasiva. El evento de deformación de acortamiento Laramide no se manifestó en la zona de estudio.

La deformación distensiva despegada generó el desarrollo de una carga espacialmente heterogénea y el sepultamiento del horizonte estratigráfico Lutita Móvil, el cual se considera con características de roca generadora, que lo llevó a zonas térmicamente de madurez temprana. También intervino en la concentración de horizontes arenosos en los bloques del alto de las fallas normales y en el desarrollo de estructuras anticlinales *rollover*, que constituyen los potenciales yacimientos de hidrocarburos.

Abstract

In this work geometry and mechanisms of the extension deformation in the Arcabuz-Culebra area, a portion of the western part of Burgos basin in the northeast of Mexico, are analyzed. Also, the succession of tectonostructure and sedimentary events that characterize the evolutionary history of the region, are described.

The seismically imaged subsurface stratigraphy of the Arcabuz-Culebra area consists of a probably metamorphic basement of late Paleozoic age unconformably overlain by a sequence of sedimentary rocks, calcareous-argillaceous marine and siliciclastic transitional and marine deposits, which spans from the Middle Jurassic (?) to the early Oligocene. This stratigraphic sequence can be subdivided into two packages with different structural behavior that define a detached extensional deformation. The lower sequence appears undeformed, and includes the basement as well as the Mesozoic marine strata which dip shallowly to the east. The upper sequence includes the Paleogene units and it is deformed by a series of eastward dipping normal faults with listric geometry, which sole out at the Mesozoic-Paleogene boundary. The upper sequence also exhibits shale diapir structures. Two structurally distinct domains can be identified within the detached upper plate: a detached normal fault style and a shale structure style. The truncation of fault systems by paraconformities indicates three stages of normal faulting that migrate towards the east. The first deformational phase, of early Eocene age, is post-depositional, while the latter two phases in middle Eocene and late Eocene-early Oligocene time, respectively, correspond to syn-sedimentary events. Also, it indicates three periods or stages of shale mobility: a middle Eocene reactive stage, a late middle Eocene active stage and a new late Eocene-early Oligocene reactive stage. The intersection of the two structural styles corresponds with the development of an important depocenter, in which important thicknesses of Queen City, Weches, and Cook Mountain strata accumulated.

The deposit of the Mesozoic units is related to the history of formation of the Gulf of Mexico basin, in its phases of rifting and opening, and to the development of a passive margin under a ramp scheme with deep marine sedimentation. From the Maastrichtian, an important change within the framework environmental of the area occurs, the development of a deltaic system, where the deposit of Paleocene-Eocene units under a

sedimentary scheme of a prograding deltaic plain to the east is generated. Associated to this, the events of detached syndepositional extensional deformation took place, under a tectonic frame of a passive margin. The shortening deformation event of Laramide was not evidenced in the study area.

The detached extensive deformation caused the development of a space heterogenous load and the overburding of the stratigraphic horizon Lutita Movil, which is considered has source rock characteristics, that took it to early maturity thermally zones. Also it took part in the concentration of sandy horizons in the hangingwall of the normal faults and in the development of rollover anticlinal structures, that constitute the potential hydrocarbon deposits.

I. Introducción

I.1 Presentación

La Cuenca de Burgos, en el noreste de México, es una región que se ha individualizado geológicamente de las áreas circundantes por su distintiva evolución cenozoica. En esta cuenca sedimentaria destaca, entre otras cosas, una deformación extensiva característica definida primordialmente por la presencia de numerosas fallas normales (Harris, 1952; Guzmán, 1956; Carrasco, 1966; Rodríguez, 1969; Echánove, 1976, 1986).

La evolución geológica de esta región está estrechamente vinculada a la evolución de la Cuenca del Golfo de México, de la cual forma parte de su margen occidental, básicamente como una zona de exposición y erosión. La conformación de dicha margen como tal, implica la sucesión de una compleja historia de eventos tectónicos y sedimentarios durante el Cenozoico, con los que esta área pasó de ser una zona de depósito y acumulación en una extensa cuenca marina durante el Mesozoico, a conformar una zona emergida continental.

Este trabajo presenta los resultados de un estudio realizado en el subsuelo de una porción de la parte occidental de la Cuenca de Burgos, denominada área Arcabuz-Culebra por los campos petroleros de relativamente mayores dimensiones allí localizados, en donde se analiza de manera detallada, en una escala semi-regional, la secuencia estratigráfica presente y su arquitectura estructural actual y se plantea la posible sucesión de eventos tectono-estructurales y sedimentarios que caracterizaron la historia evolutiva de la zona.

I.2 Planteamiento del Problema

La incorporación y actualización de información, así como la realización de estudios de mayor detalle de una región en particular, inciden de manera favorable en una mejor

comprensión del marco geológico conceptual y de la evolución de esa zona, así como en un mejor entendimiento de los recursos naturales que puedan estar allí presentes.

En el área Arcabuz-Culebra, y en la región de la Cuenca de Burgos misma, dado el prevaleciente interés de la industria petrolera en la zona, se ha mantenido una importante y continua generación de nueva información geológica y geofísica. Esto a su vez ha marcado la necesidad de integrar de manera sistemática esta información dentro del marco geológico existente, a fin de mantenerlo actualizado, y en caso dado, modificarlo, con la finalidad de que los trabajos de exploración y explotación de los recursos petroleros se desarrollen sobre una base de referencia geológica fortalecida, objetiva y de mayor grado de certidumbre.

Desde el punto de vista estructural, por ejemplo, en esta región la geometría de las terminaciones a profundidad de la mayoría de las fallas normales no se visualizaba de manera detallada, sobre todo porque muchas de ellas salían del alcance de la información indirecta, y se bosquejaron afectando las rocas cenozoicas e involucrando las rocas mesozoicas. La profundización del alcance y una mejor resolución de la información sísmica ha mostrado que, en la mayor parte de la zona en la que las rocas mesozoicas se pueden visualizar a profundidad, éstas no se manifiestan afectadas por las fallas normales y que por lo tanto no participan de esa deformación extensiva, la cual sólo está impresa dentro de las rocas cenozoicas.

Dicha consideración plantea evaluar y puntualizar sobre varias particularidades relacionadas con la deformación dentro de regímenes extensivos de tipo despegado o de basamento no involucrado, donde el basamento o un substrato subyacente de una parte o de toda la cubierta sedimentaria, no se encuentra involucrado en las estructuras conformadas. Esto es un tipo de deformación con la acepción de lo que en zonas plegadas y falladas de una manera de acortamiento o compresiva, bajo una tónica de comportamiento basamento-cubierta similar, se ha caracterizado históricamente como una deformación de tipo *thin-skinned* (de desprendimiento delgado).

Estructuralmente, la manifestación de fallas normales en una región determinada proporciona una imagen conspicua de un evento de deformación distensiva, pero producto de ésta última también se puede dar el desarrollo de otras estructuras propicias y la definición de otros estilos estructurales. De esta manera, para la conceptualización del modelo o modelos de deformación y de la evolución geológica

del área Arcabuz-Culebra, por lo tanto, se considera conveniente analizar las siguientes interrogantes. ¿La deformación extensiva se acomodó sólo con el desarrollo de fallas normales?, ¿El mecanismo de la deformación fue sólo por gravedad?, ¿Cuáles son las características del nivel de despegue?, ¿Evaporitas o arcilla y su rol en la deformación extensiva?, ¿Donde se ubica el nivel de despegue?, ¿Hay sólo un nivel de despegue o son varios horizontes?, ¿La deformación consistió de uno o varios eventos?, ¿Qué condiciones sedimentarias y tectónicas prevalecían en el lugar y en el tiempo de la deformación?, ¿Qué relación guardó ésta última respecto a otros eventos tectónicos contemporáneos reportados en áreas aledañas?

Dentro del contexto petrolero, el estudio de la deformación y las estructuras resultantes en el área Arcabuz-Culebra constituye un tema específico de interés, cuya realización se hace necesaria dado que es un trabajo que orienta la atención sobre la caracterización y el entendimiento, espacial y temporal, de la arquitectura y la conformación de las trampas estructurales, un aspecto de suma importancia dentro del análisis de sincronía del sistema petrolero.

Se considera que la realización de este estudio, tratando de dar respuesta a las interrogantes planteadas, coadyuvará a la obtención de una mayor comprensión de las características geológicas presentes en la zona del área Arcabuz-Culebra, así como al planteamiento del modelo geológico conceptual que sintetice de manera objetiva la evolución de la misma.

I.3 Objetivo

El propósito de este estudio consiste en caracterizar la deformación extensiva presente en el área Arcabuz-Culebra, analizar su geometría y los mecanismos que la produjeron, definir las relaciones espacio-temporales que guardó con los eventos de sedimentación, enmarcar su desarrollo dentro del contexto de la evolución geológica de la Cuenca de Burgos y de la Cuenca del Golfo de México, así como puntualizar sus implicaciones dentro del sistema petrolero de la zona.

I.4 Localización

El área de estudio se encuentra ubicada en el subsuelo de una porción del noreste de la República Mexicana, en la parte limítrofe entre los estados de Nuevo León y Tamaulipas, dentro de un cuadrángulo superficialmente delimitado por las coordenadas 25° 48' y 26° 12' Norte y 98° 39' y 99° 12' Oeste (Fig. 1). Esta zona forma parte de la Planicie Costera del Golfo y está caracterizada por una superficie de pendiente suave hacia el este, donde se encuentran aflorando materiales aluviales cuaternarios principalmente, y donde se manifiestan algunas cuevas y colinas de baja elevación resultado de la erosión diferencial de rocas paleógenas.

Geológicamente, el área Arcabuz–Culebra se ubica hacia la porción occidental de la Cuenca de Burgos, donde tomando en consideración las franjas bosquejadas superficialmente dentro de ella con rocas de distinta edad, se localiza en su mayor parte dentro de la Franja del Eoceno, sólo con la porción más occidental en la Franja del Paleoceno (Fig. 2).

I.5 Metodología de Trabajo

El desarrollo del presente estudio se llevó a cabo teniendo en cuenta siete etapas principales de análisis (Fig. 3):

- **Recopilación y análisis de información**

En esta etapa se realizaron paralelamente dos actividades de compilación y análisis; por un lado de información conceptual relativa a la deformación extensiva, y, por otro de información geológica y geofísica de la región de estudio. De esta manera, con la primera actividad se obtuvo una caracterización de los aspectos geométricos y cinemáticos de la deformación extensiva en general, mientras que con la segunda se sintetizó el marco geológico regional del área de trabajo.

- **Interpretación sismoestratigráfica**

Durante esta etapa se realizó el análisis y la interpretación de la información sísmica disponible del área de estudio, en donde el trabajo se enfocó en su mayor parte al

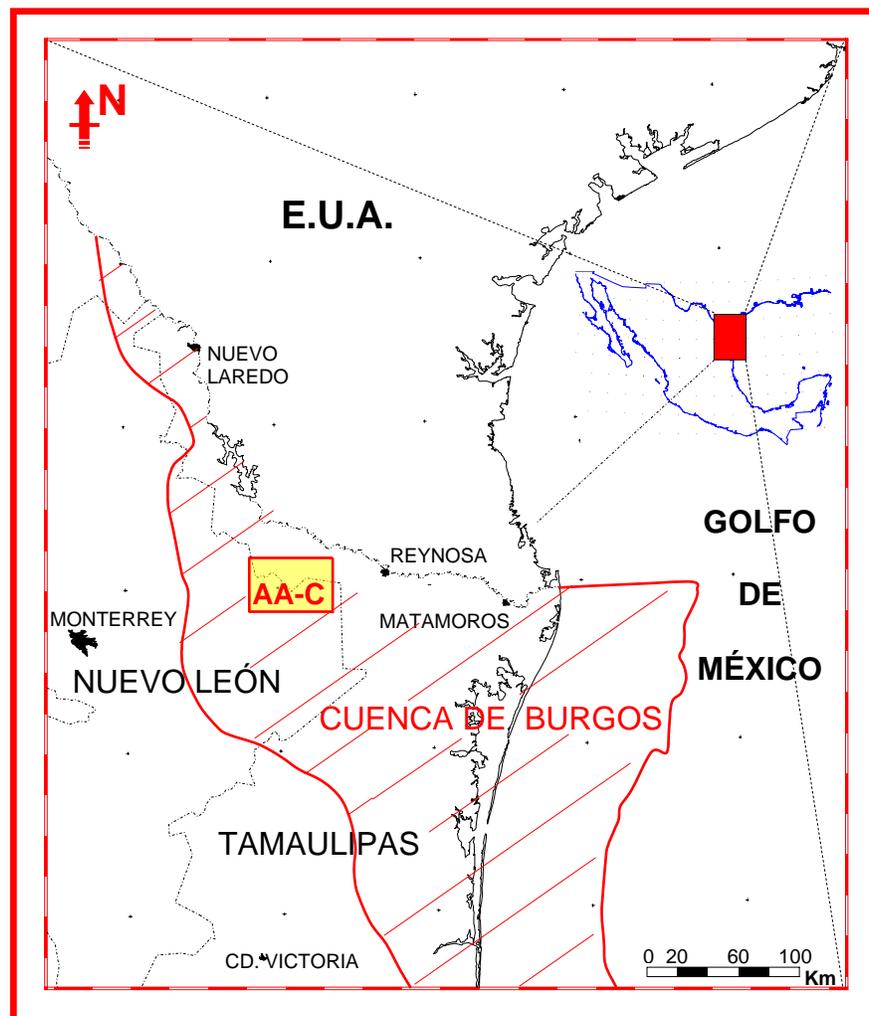


Figura 1. Localización de la Cuenca de Burgos (área achurada) y del área Arcabuz-Culebra (AA-C).

estudio y análisis de las propiedades sísmicas a lo largo de tres secciones sísmicas transversales. Como resultado se obtuvieron las características sismoestratigráficas generales del área Arcabuz-Culebra, realizándose un análisis más detallado de éstas últimas a lo largo de una de las secciones de estudio, la cual se consideró como la representativa del área. Lo anterior permitió individualizar varios paquetes o unidades con diferente respuesta sísmica, así como caracterizar las relaciones espaciales entre ellas.

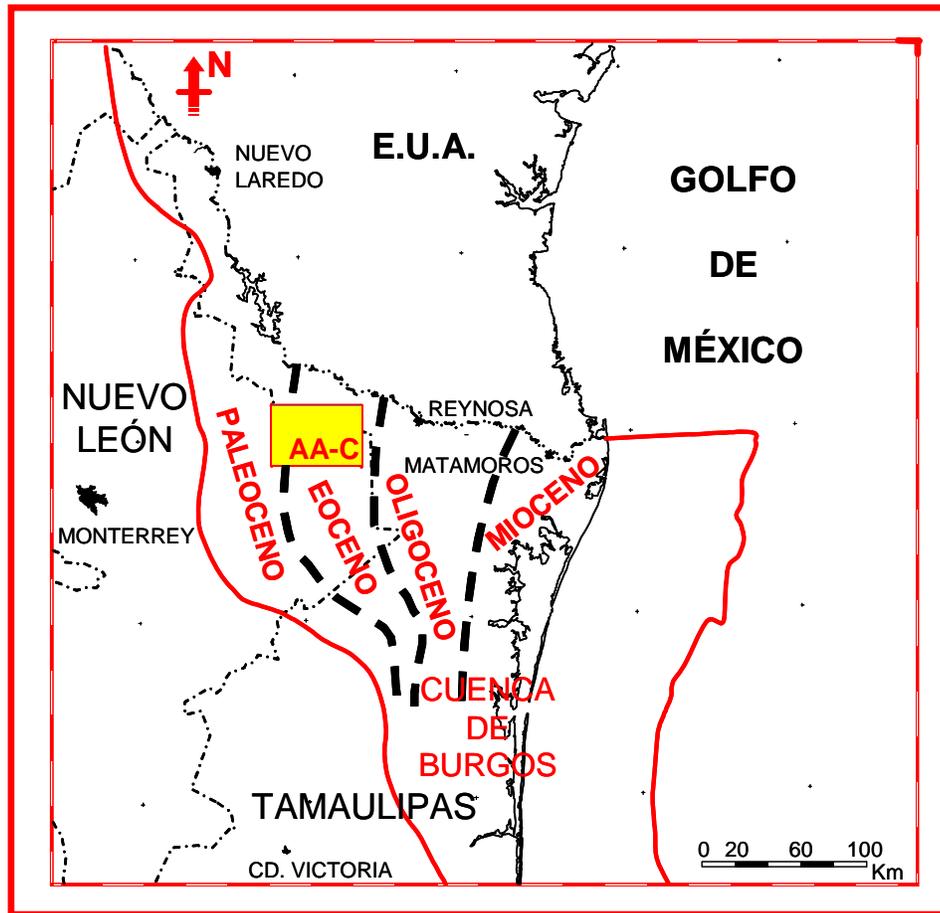


Figura 2. Franjas geológicas de la Cuenca de Burgos. AA-C: Área Arcabuz-Culebra. (mod. de Echánove, 1986).

- Análisis estratigráfico

Las actividades realizadas en esta etapa consistieron en el establecimiento de la relación entre las unidades sísmicas identificadas en la sección representativa, y el marco estratigráfico regional del subsuelo de la zona. Dado que cada una de las unidades sísmicas responde a las heterogeneidades litológicas mayores de las rocas de la columna estratigráfica de la zona, cada una de ellas fue relacionada con alguna de las unidades litoestratigráficas conocidas. Esta definición se llevó a cabo tanto mediante correlación sísmica, extrapolando al área de estudio la información de las columnas geológicas de pozos relacionada con la respuesta sísmica al poniente del área de estudio, en la margen occidental de la Cuenca de Burgos, como apoyándose en los

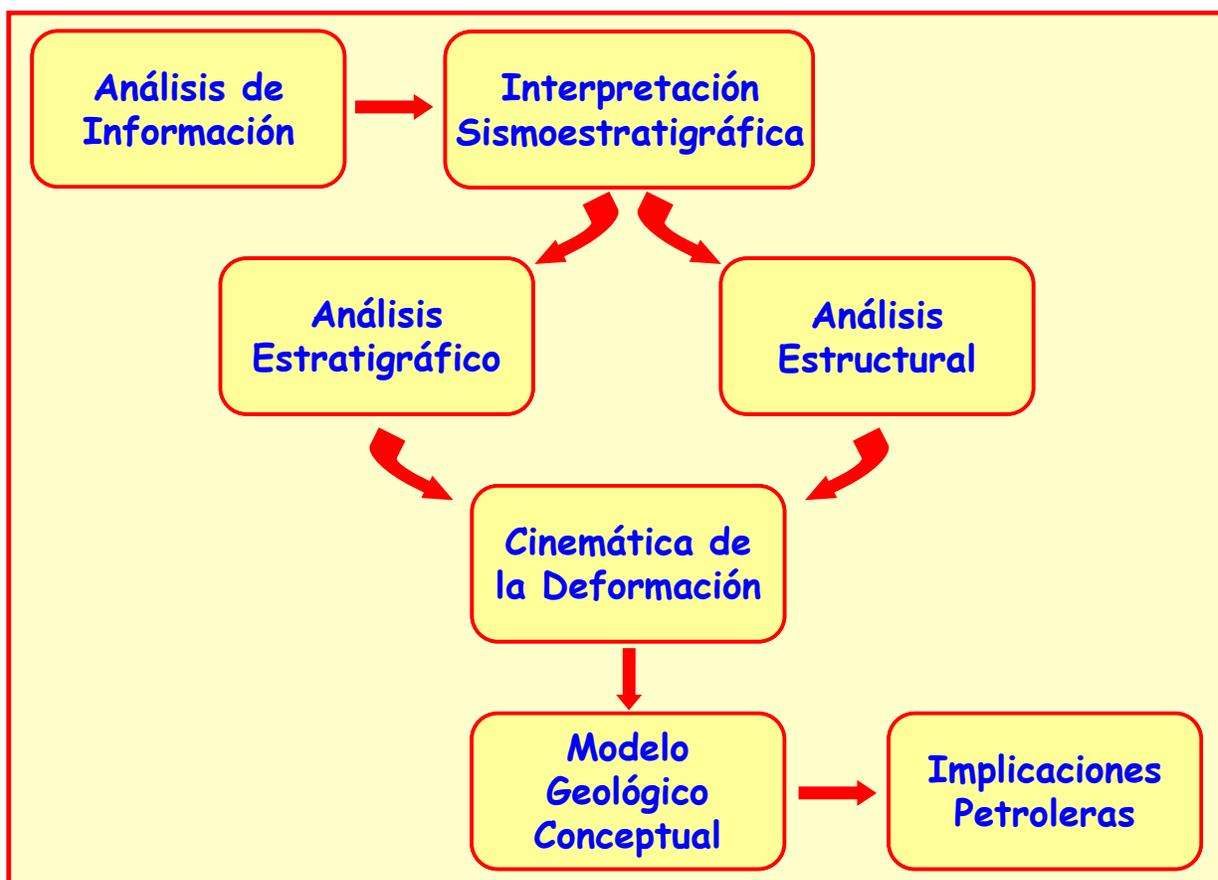


Figura 3. Diagrama de flujo de la metodología general de trabajo empleada para la realización de este estudio.

datos de algunos pozos perforados en el área. Esto permitió puntualizar la sucesión estratigráfica para el subsuelo del área Arcabuz-Culebra y analizar, asimismo, la distribución y las variaciones laterales y verticales de las diferentes unidades estratigráficas a lo largo de la sección representativa.

- **Análisis estructural**

En esta etapa del estudio se llevó a cabo la caracterización de la arquitectura estructural manifiesta en el subsuelo del área Arcabuz-Culebra, con base en la definición y evaluación de la continuidad y/o discontinuidad lateral con que se

bosquejó la distribución de las distintas unidades litoestratigráficas a lo largo de las secciones sísmicas trabajadas. La interpretación estructural así obtenida, sintetizada en la sección representativa, permitió definir los distintos estilos estructurales y caracterizar la deformación presente en el área de estudio, tomando en consideración y realizando analogías con elementos y geometrías estructurales relacionadas con la deformación distensiva de cobertura que se encuentran descritos en la literatura.

- Cinemática de la deformación

En esta etapa se llevó a cabo el análisis y el establecimiento de la secuencia evolutiva de la deformación en el área, con base en el reconocimiento de las relaciones espacio-temporales existentes entre las estructuras y las unidades litoestratigráficas. Así se definieron los distintos eventos sucedidos y la probable correspondencia temporal y espacial que entre ellos pudo haberse dado, atendiendo además, algunos resultados y propuestas de procesos y mecanismos considerados en modelados matemáticos y/o analógicos, discutidos en estudios y experimentos referidos en la literatura.

- Modelo geológico conceptual

Durante esta fase de trabajo se analizó y se integró el modelo general de evolución tectono-sedimentaria del área de estudio, confrontando su relación y participación dentro del marco evolutivo regional de la cuenca del Golfo de México en su porción noroccidental. Dentro de este marco de referencia se visualizaron las particularidades inherentes al desarrollo de la deformación definida en el área Arcabuz-Culebra. Esta etapa implicó el análisis de las consideraciones e interpretaciones sintetizadas en los trabajos previos de la región del área de estudio.

- Implicaciones petroleras

En esta etapa de trabajo se examinó la vinculación que se manifiesta entre los procesos de deformación, las estructuras resultantes y la evolución tectono-sedimentaria del área de estudio, con los elementos del sistema petrolero presente en el subsuelo. Para ello se analizó información y resultados de estudios geoquímicos tanto del contenido de materia orgánica y madurez térmica de rocas del área, como de muestras de los hidrocarburos allí producidos.

I.6 Fuentes de Información

Las tres secciones sísmicas y los reportes de las columnas estratigráficas de los pozos del área Arcabuz-Culebra, que constituyen el material base utilizado para la elaboración del presente estudio de subsuelo, fueron proporcionadas por el Activo Integral Burgos de Petróleos Mexicanos (PEMEX) Exploración-Producción Región Norte, así como algunos informes y reportes técnicos geológicos-geofísicos de la región para su consulta y síntesis.

Por otra parte, también se consultó información geológica y geofísica de la zona de estudio publicada en artículos de revistas y libros especializados y de trabajos de tesis. Así mismo, de esta fuente pública se obtuvo y sintetizó la información conceptual considerada como la base teórica de carácter estructural que se tuvo en cuenta en la realización de este estudio.

I.7 Antecedentes del Área de Estudio

El área Arcabuz-Culebra, como parte de la Cuenca de Burgos, una provincia petrolera productora básicamente de gas, la cual ha sido estudiada de manera sistemática desde la década de los años 30 del siglo pasado, con trabajos principalmente de índole petrolero (Echánove, 1986), es una región en la que se manifiestan escasos y aislados afloramientos de rocas cenozoicas, en donde las características de las unidades estratigráficas y la estructura en el subsuelo, se han descrito básicamente a partir de información sísmica y de pozos.

De los diversos trabajos realizados en esta zona, muchos de ellos han sido de carácter inédito, reportes internos de Petróleos Mexicanos, de los que sólo algunos se han publicado de manera sintetizada en memorias técnicas de reuniones o seminarios de integración regional (IMP, 1969; PEMEX, 1976). Algunos otros estudios sí han sido presentados como trabajos técnicos de divulgación científica.

De estos últimos, se puede mencionar por ejemplo el publicado por Echánove (1986), quien en dos partes (I y II) refirió un modelo del marco estratigráfico-sedimentológico de la Cuenca de Burgos y una reseña de las actividades petroleras de exploración y

explotación allí realizadas hasta mediados de la década de los años 80. El marco estructural lo describió conformado por sistemas de fallamiento normal-gravitacional escalonados hacia el oriente, basándose sólo en una sección estructural relativamente poco profunda, hasta aproximadamente 3 000 m.

Pérez (1992) presentó la estratigrafía y la estructura de la Cuenca de Burgos a partir de la interpretación de varias secciones sísmicas, describiendo una sucesión sedimentaria que varía en edad del Oxfordiano al Plioceno, en la que identificó una serie de fallas, pliegues y masas de lutita y sal. Sugirió en la porción occidental de la cuenca el desarrollo de deformación compresional interactuando con la margen pasiva del oeste del Golfo de México durante el Eoceno, con la formación de cabalgaduras y pliegues que involucran basamento, así como pliegues nucleados por sal.

Vázquez *et al.* (1997), a partir de estudios de sísmica 2-D (Bidimensional) y 3-D (Tridimensional), reportan la compartimentalización de la estructura del campo petrolero Arcabuz-Culebra en una serie de bloques de orientación Norte-Sur, asociando su desarrollo a un sistema de fallas sindeposicionales extensionales del Eoceno temprano.

González y Holguín (1992), en trabajos de caracterización geoquímica, asignan un potencial generador pobre a algunas arcillas del Paleoceno, Eoceno y Oligoceno, pero concluyen que son la fuente de los hidrocarburos presentes en la Cuenca de Burgos. Carrillo (2001), apoya esta tesis aunque sugiere que un pequeño porcentaje del gas presente (< 20%) pudiera provenir secundariamente de aceites mesozoicos. Ramos *et al.* (2001) detallan la compartimentalización del reservorio Arcabuz, comparando las características de composición isotópica y molecular de los hidrocarburos extraídos.

II. Marco Geológico Regional

II.1 Generalidades

El área Arcabuz-Culebra participa de la distintiva historia de evolución cenozoica con que la Cuenca de Burgos se ha individualizado geológicamente de las áreas circundantes, como la manifestación de una deformación extensiva característica y la acumulación de una potente secuencia sedimentaria siliciclástica relacionada con el desarrollo de sistemas deltaicos, que puede llegar a tener un espesor de hasta 10 000 m (González, 1976; González y Holguín, 1992). Tiene también la particularidad de que las distintas unidades litoestratigráficas manifiestan un marcado echado regional hacia el este, profundizando continuamente en ese sentido, además de presentar un característico aumento de espesor (Yzaguirre, 1969) y una variación hacia facies de mayor batimetría en la misma dirección (Rodríguez, 1976; Pérez, 1992; PEMEX, 1998).

El área de la Cuenca de Burgos abarca una porción amplia del noreste de México, en donde su límite septentrional se marca en la línea de frontera con los Estados Unidos, aunque sólo de manera política, ya que geológicamente la Cuenca de Burgos conforma la porción meridional de una cuenca regionalmente más extensa en el área noroccidental del Golfo de México denominada Embahiamiento Río Grande (Fig. 4), la que comprende también una parte del sur de los Estados Unidos. Hacia el poniente y surponiente, el área de la cuenca se delimita con una línea imaginaria que se extiende siguiendo los afloramientos de rocas mesozoicas de las estribaciones orientales de las sierras de Picachos, San Carlos y de Tamaulipas (Figs. 1 y 5), mientras que hacia el oriente, se extiende sobre la plataforma continental del Golfo de México y termina hacia la zona de talud.

La geometría superficial del área de la Cuenca de Burgos corresponde en alto grado con la forma que describe la provincia fisiográfica en esta región. Es relativamente más amplia en el sector septentrional y se angosta de manera continua hacia el sur, hasta prácticamente desaparecer contra un alto morfológico (Fig. 5).

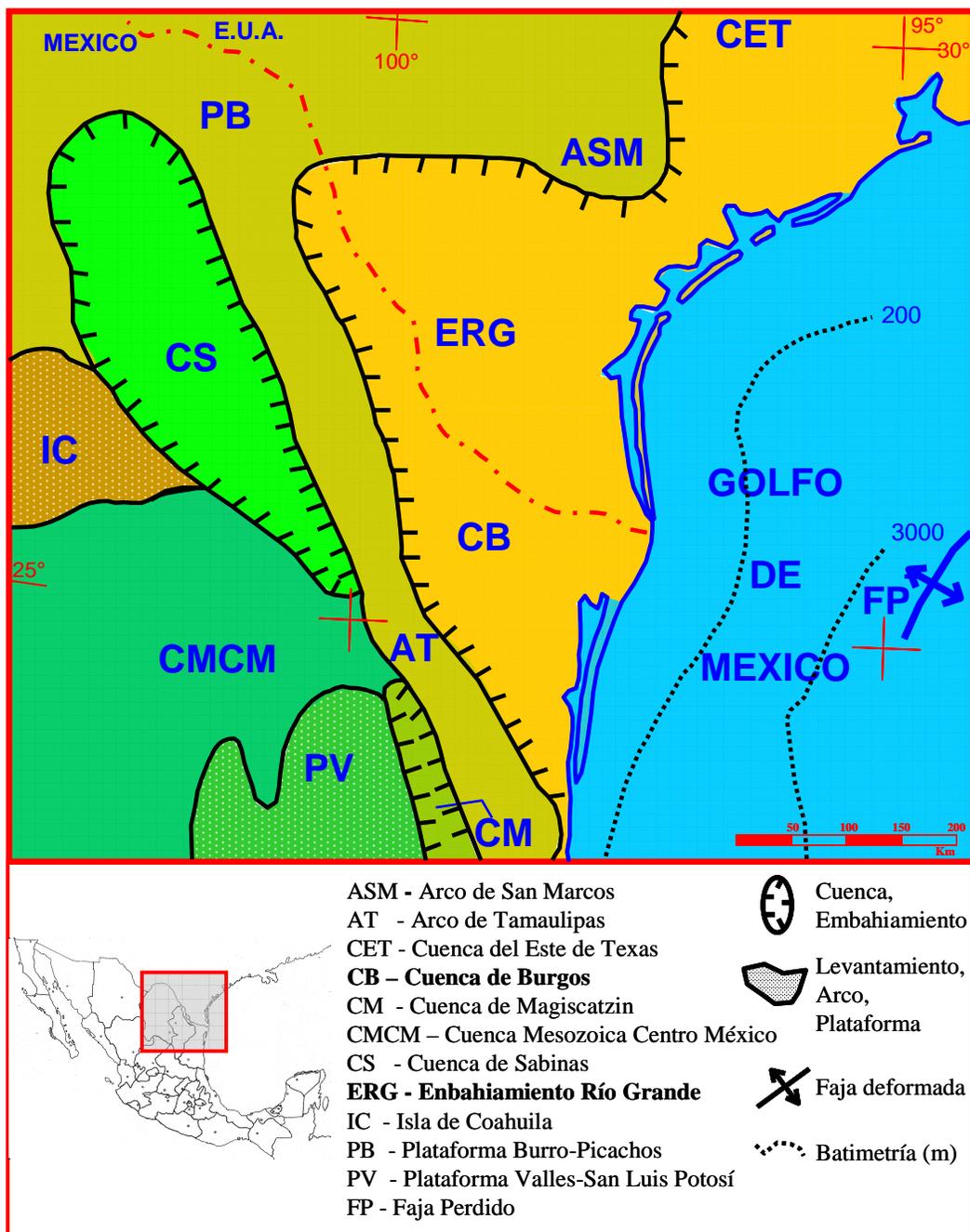


Fig. 4. Localización de la Cuenca de Burgos y el Embahiamiento Río Grande dentro del contexto de los elementos estructurales de la porción noroccidental del Golfo de México (mod. de Ewing, 1991).

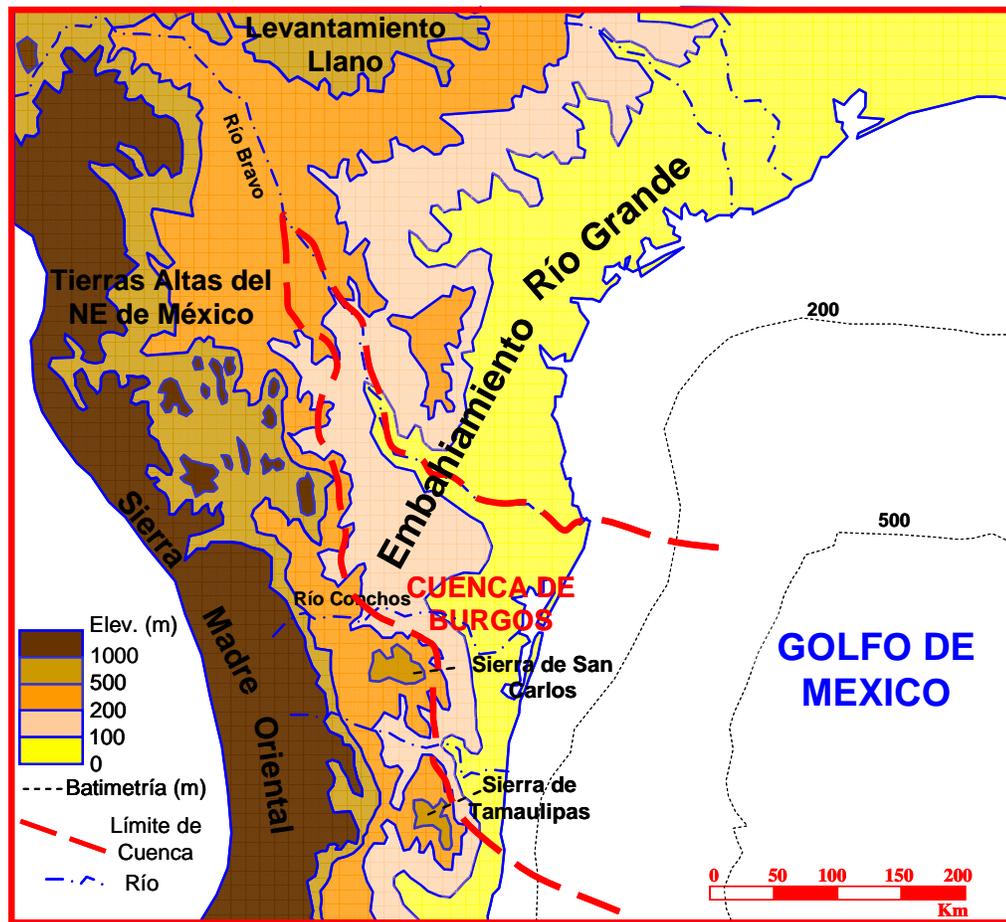


Fig. 5. Ubicación de la Cuenca de Burgos dentro de la provincia fisiográfica Planicie Costera del Golfo (mod. de Bryant *et al.*, 1991).

Dentro del marco estructural referido para el NE de México (Ewing, 1991), la Cuenca de Burgos, de edad cenozoica, se bosqueja hacia el oriente de una serie de elementos paleogeográficos de edad mesozoica como son la Plataforma Burro-Picachos y Arco de Tamaulipas, Cuenca de Sabinas, Isla de Coahuila, Cuenca Mesozoica del Centro de México y Plataforma Valles-San Luis Potosí (Fig. 4), elementos que se relacionan a una serie de altos y bajos relativos de basamento, los cuales controlaron la depositación mesozoica.

La Cuenca de Burgos se superpone y enmascara la continuidad o las variaciones que pudieron haber tenido los elementos mesozoicos hacia el oriente, el área del actual

Golfo de México, la zona que se ha referido como Golfo Ancestral de México dentro del marco de referencia mesozoico, donde poco se conoce acerca de las características de la sedimentación mesozoica que allí tuvo lugar, así como del basamento sobre el cual se desarrolló.

Generalizando, en función de los componentes mayores de una cuenca sedimentaria, basamento y cubierta sedimentaria, se puede decir que en el NE de México, en el área de la Cuenca de Burgos, se cuenta con una potente cubierta sedimentaria mesozoica-cenozoica, que en algunos lugares excede los 10 000 m de espesor, desarrollada sobre un basamento de tipo continental de carácter heterogéneo y de compleja estructuración, como a continuación se discute.

II.2 Basamento

Es poco lo que se conoce acerca del basamento en la zona del área Arcabuz-Culebra, ya que en la región de la Cuenca de Burgos se encuentra profundamente sepultado y sólo algunos pozos han llegado a alcanzarlo en el borde occidental de la cuenca, donde lo señalan conformado por una asociación de rocas metamórficas y de cuerpos intrusivos graníticos (Echánove, 1986; Pérez, 1992).

En una interpretación de la distribución regional de las rocas que conforman el basamento de la Cuenca de Burgos y áreas aledañas (Fig. 6), realizada a partir de la integración de datos de pozos, de afloramientos y de la respuesta magnetométrica de esta región (Fig. 7), las distintas litologías reportadas se pueden agrupar en tres unidades mayores que, de occidente a oriente, son: Unidad Esquistos y/o Gneises (UEG), Unidad Intrusivos Graníticos (UIG) y Unidad Rocas Metamórficas (URM), ésta última denominada así de manera general por agrupar varios tipos de roca de este clase, como se verá enseguida. Las dos unidades metamórficas están separadas por la unidad ígnea, y aunque esta relación estructural sugiere una intrusión, existen ciertas diferencias que señalan que se trata de dos unidades metamórficas distintas, aunque solo más datos ayudarán a dilucidar la incertidumbre existente.

La URM se considera como composicionalmente heterogénea, ya que se conforma por varias litologías: esquistos (Fig. 6, localidades 5, 11, 17 y 27), *hornfels* esquistosos (15),

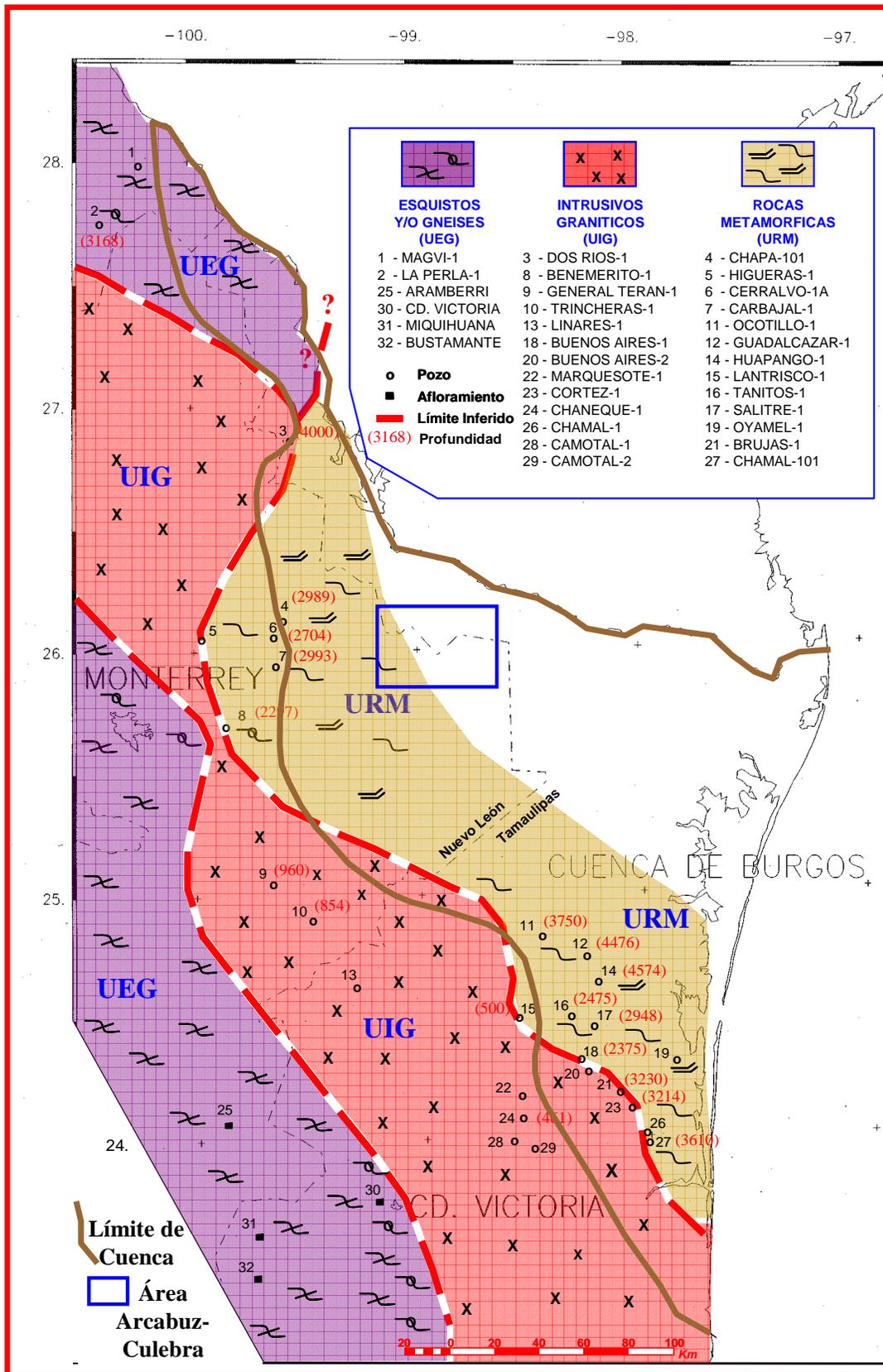


Figura 6. Distribución de las rocas de basamento en la región de la Cuenca de Burgos (mod. de Ortiz *et al.*, 1988; Jacobo y Murillo, 1989; Santamaría *et al.*, 1991; Pérez, 1992).

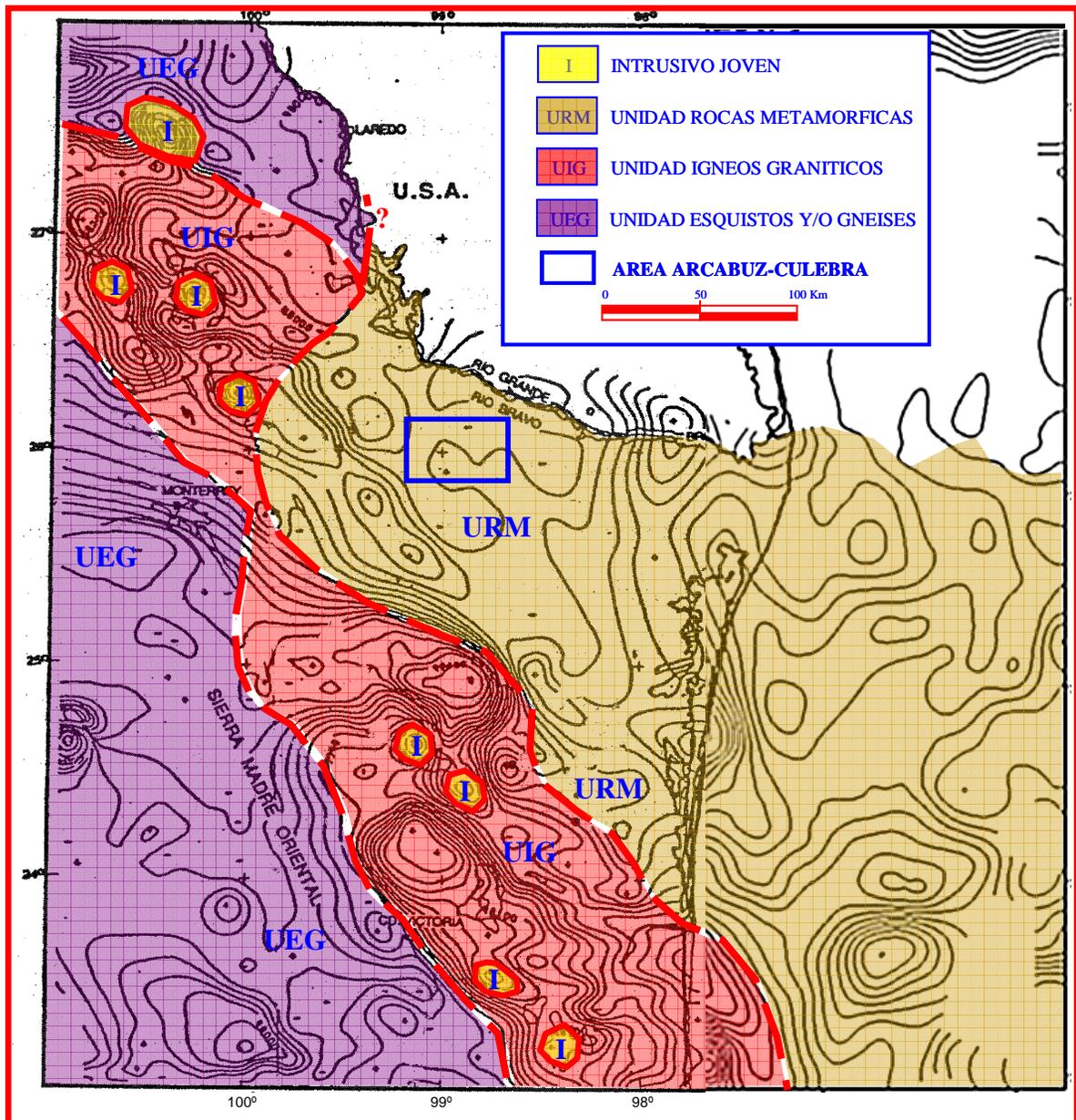


Figura 7. Distribución de las rocas de basamento en función de la respuesta magnetométrica en la región de la Cuenca de Burgos.

gneises (7), pizarras (4, 6 y 12), metasedimentos (14 y 19) y milonitas (21), donde cada una de las cuales, de manera individual, no describen ninguna tendencia específica de distribución. La unidad URM se encuentra distribuida de manera bien definida hacia las partes occidental y meridional de la Cuenca de Burgos, y se considera que continúa su ocurrencia hacia los sectores central y oriental de ésta, ya que la respuesta

magnetométrica en esos sectores no manifiesta cambios significativos del patrón de las curvas isogamas, caracterizado por un espaciamento de curvas relativamente amplio, respecto a la región meridional y occidental.

La UIG, por su parte, incluye rocas ígneas intrusivas descritas como granitos (Fig. 6, localidades 3, 18, 20, 23 y 26), granodioritas (8, 9 y 13) y tonalitas (?) (10 y 24). Estas litologías le proporcionan también cierta heterogeneidad a la unidad, aún cuando de manera general, la composición es granítica. Esta unidad, según la expresión magnetométrica caracterizada por un patrón de curvas isogamas cortamente espaciadas (Fig. 7), conforma una franja orientada NW-SE, que se continúa hacia el oeste-noroeste y al sureste del área aquí analizada (Fig. 6). La unidad, prácticamente, no se distribuye dentro del área de la Cuenca de Burgos, sólo se presenta en una pequeña zona de la porción meridional, y más bien su ocurrencia parece coincidir con el límite oeste y sur de la cuenca.

La UEG presenta sólo dos litologías metamórficas, gneises y esquistos, proporcionándole un carácter relativamente más homogéneo que la URM del oriente. Los gneises se presentan en las localidades 2 y 30, mientras que los esquistos en las localidades 1, 25, 30, 31 y 32 (Fig. 6). La separación espacial de estas dos litologías no se puede realizar de manera precisa debido a los pocos datos con que se cuenta; sin embargo, de una manera general, los esquistos tienden a ubicarse al occidente de los gneises. La unidad está interrumpida por UIG que la divide en dos zonas: una al norte (localidades 1 y 2), y la otra al sur (25, 30, 31 y 32). La correlación de estas dos zonas se basa en la expresión magnetométrica similar con que se caracteriza la distribución de la unidad, un patrón de comportamiento sensiblemente espaciado de las curvas isogamas (Fig. 7). Hacia el poniente de las localidades 1 y 2, datos de pozo y algunos afloramientos, sugieren que UEG se distribuye de manera más amplia en esa dirección (Ortuño *et al.*, 1990 y Santamaría *et al.*, 1991).

En la parte septentrional de la zona de referencia del NE de México, la Cuenca de Burgos y áreas aledañas (Figs. 6 y 7), las dos unidades metamórficas mencionadas parecen estar en contacto, aunque no es claro donde y de que forma. De esta manera, tampoco es claro si UEG llega a formar parte de la porción occidental del área de la Cuenca de Burgos, o si constituye su límite occidental.

Los gneises de la UEG son de edad precámbrica, como lo han mostrado los diversos fechamientos radiométricos realizados en la localidad 30 (Fries, Jr. *et al.*, 1962; Denison *et al.*, 1971; Garrison, Jr., 1980, entre otros), aunque el resultado obtenido en la localidad 2 (Fig. 6) es diferente, 358 ± 60 Ma, por Rb-Sr en roca total (Denison *et al.*, 1969), una edad marcadamente más joven debido probablemente a efectos de recalentamiento. Sobre la edad de los esquistos de esta misma unidad también existe incertidumbre, ya que hay fechamientos isotópicos K-Ar y Rb-Sr tanto del Paleozoico temprano en el área de Cd. Victoria, Tamps., así como del Paleozoico tardío en la misma localidad además de Magvi-1, Aramberri, Miquihuana y Bustamante (Tabla 1), de tal forma que el rango de edad resulta ser muy amplio (Fig. 8), en donde quizás las edades más antiguas sean las originales, mientras que las más jóvenes sean producto de recalentamiento.

Para la UIG, fechamientos radiométricos K-Ar sugieren una edad permo-triásica (Tabla 1), aunque éstos tienen un rango que se extiende al Cretácico (Fig. 8), indicando probables efectos de recalentamiento. Se considera que esta unidad tiene una relación intrusiva con respecto a las dos unidades metamórficas anteriormente descritas y que forma parte de un cinturón intrusivo de distribución regional en el NE y E de México (Jacobo y Murillo, 1989; Santamaría *et al.*, 1991).

La edad de la URM es incierta, aunque ha sido referida como del Paleozoico tardío. En algunos pozos infrayace directamente a sedimentos de capas rojas del Triásico-Jurásico (Madrid, 1976). De sus rocas se cuenta con muy escasos fechamientos isotópicos, todos K-Ar (Tabla 1), uno de los cuales les indica una edad triásica, mientras que otros parecen responder a etapas posteriores de recalentamiento. De esta manera, su edad podría ser considerada como permo-triásica y, de hecho, esto es una razón por la que se separa de la UEG al occidente.

La diferenciación de las unidades metamórficas presenta algunas complicaciones hacia la región de Monterrey. Allí la distribución de la UIG se adelgaza notablemente (Figs. 6 y 7), e inclusive pudiera no presentarse, como lo sugiere el hecho de que en la localidad 8, donde aun cuando se reporta una granodiorita, propia de la unidad intrusiva, su fechamiento radiométrico K-Ar señala una edad precámbrica, 916 ± 35 Ma (Tabla 1 y Fig. 8), lo que pudiera indicarle una relación con las rocas gnéissicas precámbricas, como lo han sugerido Jacobo y Murillo (1989), y que por lo tanto la UEG pudiera distribuirse en esa zona. Los datos K-Ar de 203 ± 10 y 138 ± 9 Ma

	Localidad	Localización	Roca	Método	Mineral	Edad (Ma)	Ref.		
	1	Pozo Magvi-1	Esquisto			233 ± 9	J		
	25	Aramberri, N. L.	Filita de Sericita	K-Ar	Sericita	195 ± 10	H		
		Aramberri, N. L.	Filita de Sericita	K-Ar	Roca Total	224 ± 3	H		
		Arroyo Contadero. Aramberri, N. L.	Esquisto	K-Ar	Mica	270 ± 5	E		
		Arroyo Contadero. Aramberri, N. L.	Esquisto	K-Ar	Mica	294 ± 6	E		
U	30	Cañón de Caballeros	Esquisto	K-Ar	Roca Total	299 ± 8	A		
		Cañón de Caballeros	Esquisto	K-Ar	Muscovita	315 ± 10	F		
		Cañón de Caballeros	Esquisto	K-Ar	Muscovita	318 ± 10 *	C		
		Cañón del Novillo	Esquisto	Rb/Sr	Isocrona 3 R.T.-Mus.	328 ± 25	C		
		Cañón del Novillo	Esquisto	K-Ar		214	A		
		Cañón del Novillo	Esquisto	K-Ar	Roca Total	281 ± 8	A		
	E	30	Cañón del Novillo	Esquisto	K-Ar	Mica	257 ± 8 *	C	
			Cañón del Novillo	Esquisto	Rb/Sr	Roca Total	262 ± 8	D	
		G	30	Cañón del Novillo	Esquisto gráfítico	K-Ar	Muscovita	356 ± 37 *	G
				Cañón del Novillo	Esquisto gráfítico	K-Ar	Muscovita	370 ± 37	D
			30	Cañón de Peregrina	Esquisto	K-Ar	Mica	294 ± 6 **	E
						Rb/Sr	Roca Total	300 ± 6 *	C
G	30	Cañón de Peregrina	Esquisto	K-Ar	Mica	270 ± 8 *	C		
				Rb/Sr	Roca Total	271 ± 8	D		
	30	Cañón de Peregrina	Esquisto gráfítico	K-Ar	Muscovita	429 ± 45 *	G		
				Rb/Sr	Roca Total	446 ± 45	D		
				K-Ar	Muscovita	305 ± 6 **	E		
				Rb/Sr	Isocrona R.T.-Mus.	311 ± 6 *	C		
	30	Ciudad Victoria, Tamps	Esquisto	Rb/Sr	Isocrona 4 R.T.	316 ± 30	E		
				K-Ar		327 ± 31 *	C		
				Rb/Sr	Isocrona 4 R.T.	286 ± 66	C		
				K-Ar		314	B		
Rb/Sr				Isocrona R.T.-Mus.	320 ± 12	C			
Rb/Sr				Isocrona 6 R.T.-2Mus.	330 ± 35	C			
31	Miquihuana, Tamps.	Esquisto	Rb/Sr	Isocrona 3 R.T.-Mus.	333 ± 30	G			
			K-Ar	Roca Total	237 ± 11	I			
32	Bustamante, Tamps.	Esquisto	K-Ar	Roca Total	277 ± 14	H			
			Filita	Roca Total	225 ± 5	I			
			Filita	K-Ar	Roca Total	240 ± 12	H		
* Edades recalculadas **Promedio de dos datos									
U	3	Dos Ríos-1	Granito			144 ± 5	K		
	8	Bnemérito-1	Granodiorita	K-Ar	Biotita	138 ± 9	L		
				K-Ar	Biotita	203 ± 10	H		
				K-Ar	Plagioclasa	916 ± 35	M		
	9	General Terán-1	Granodiorita	K-Ar		98.1-100.7	L		
				K-Ar	Biotita	138 ± 14	K		
	10	Trincheras-1	Granito	K-Ar		184 ± 11	L		
				K-Ar		115 ± 5	L		
				K-Ar		147 ± 5	M		
				K-Ar		170	L		
	13	Linares-1	Granodiorita	K-Ar	Biotita	171	L		
				K-Ar	Biotita	112 ± 5	M		
24	Chaneque-1	Tonalita	K-Ar	Biotita	234 ± 8	L			
			Granito (?)		133 ± 5	M			
						200	K		
U	7	Carbajal-1	Gneis cuarzofeldespático	K-Ar	Roca total	166 ± 5	M		
	11	Ocotillo-1	Esquisto	K-Ar	Sericita	68.5 ± 3	M		
				K-Ar	Muscovita	154 ± 6	M		
	M	15	Lantrisco-1	Hornfels esquistoso	K-Ar		204 ± 4	K	
K-Ar					Biotita	142 ± 5	M		
	17	Salitre-1	Esquisto			173 ± 3	K		
(A) De la Torre, 1977; (B) Cepeda, 1974 (in A); (C) Garrison Jr., <i>et al.</i> , 1980; (D) De Cserna, <i>et al.</i> , 1977; (E) Denison, <i>et al.</i> , 1971; (F) Fries Jr., <i>et al.</i> , 1962; (G) Garrison Jr., 1978; (H) Murillo y Torres, 1987; (I) Mugica, 1976; (J) Sánchez, 1989; (K) <i>in</i> Pérez, 1992; (L) Expediente Pozo; (M) Jacobo y Murillo, 1989.									

Tabla 1. Fechamientos radiométricos de las rocas de basamento de la región de la Cuenca de Burgos (mod. de Ortiz *et al.*, 1989; Ortuño *et al.*, 1990)

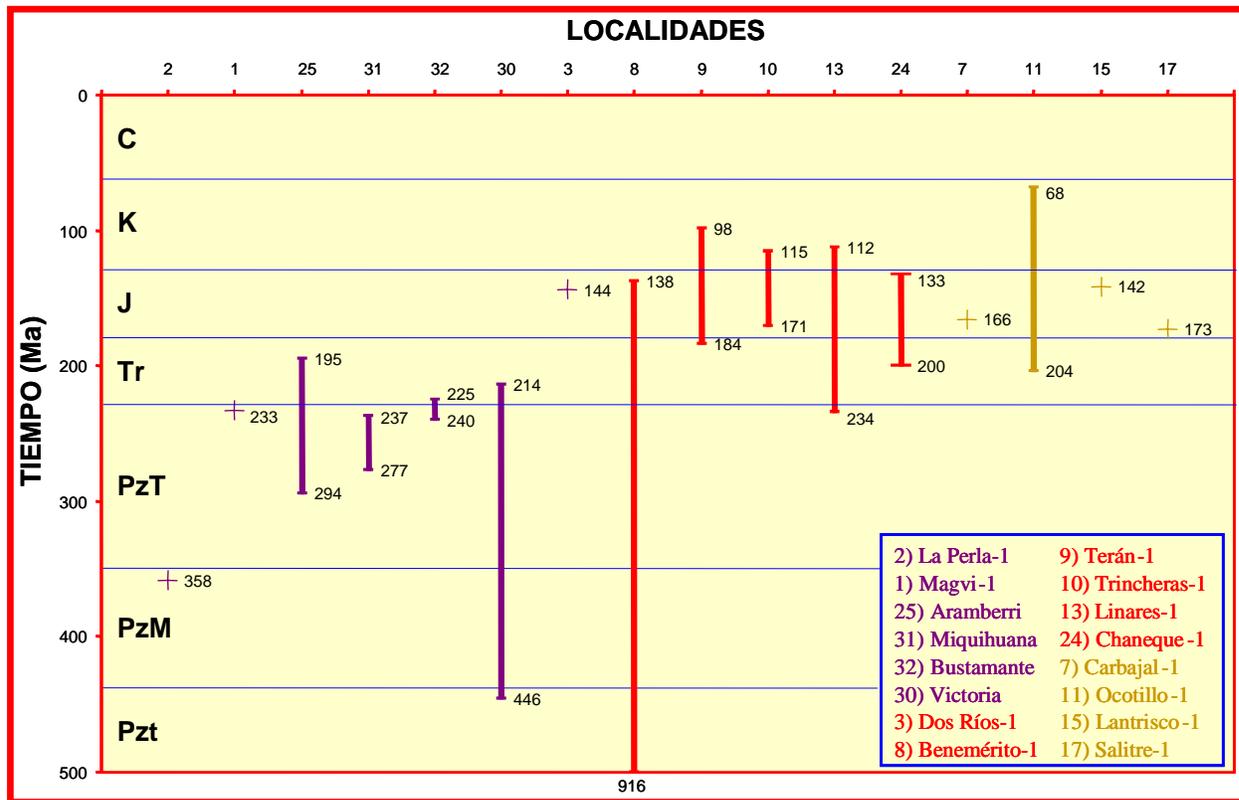


Fig.8 Rango de edades de las rocas de basamento de la región de la Cuenca de Burgos tomando en consideración las edades máxima y mínima de una misma muestra. El color representa la unidad de basamento a la que pertenece cada localidad, cuya ubicación se puede ver en la figura 6.

obtenidos en esa misma localidad, representarían efectos de recalentamiento. Por otra parte, el gneis cuarzofeldespático de la localidad 7, por su litología, también podría relacionarse con la misma UEG, aunque por su fechamiento K-Ar de 166 ± 5 (Tabla 1 y Fig. 8) esto no es concluyente.

Los efectos de recalentamiento térmico post-triásico que pudieron haber experimentado las rocas del basamento de la región descrita, pueden haber estado relacionados con un evento jurásico de actividad ígnea de composición granítica, como lo indican varios de los fechamientos isotópicos presentados (Fig. 8), el cual se ha documentado desde un poco más hacia el sur, en el basamento de la Cuenca Tampico-Misantla (Jacobo, 1986; Jacobo y Murillo, 1989; Byerly, 1991). Aunque, también, podrían estar asociados con un evento intrusivo del Oligoceno, de 27.9 a 29.6 Ma (Bloomfield y Cepeda, 1973), caracterizado por intrusiones monzodioríticas, cuya distribución espacial está estrechamente relacionada con la UIG (Fig. 7).

II.3 Cubierta Sedimentaria

En la región del área Arcabuz-Culebra, la zona de la Cuenca de Burgos, aunque sólo se manifiestan afloramientos de rocas cenozoicas que describen en superficie una serie de bandas que progresan en edad de oeste a este (Paleoceno-Eoceno-Oligoceno-Mioceno) (Fig. 2), la información litológica y estratigráfica aportada por los pozos perforados en el área, indica que la cubierta sedimentaria está constituida por una secuencia de rocas con edades que comprenden desde el Triásico Tardío-Jurásico Medio hasta el Reciente (Fig. 9). Las rocas más antiguas sólo han sido alcanzadas por los pozos ubicados en el borde occidental de la cuenca, ya que éstas se profundizan paulatinamente hacia el oriente, donde su distribución se ha delineado a partir de información sísmica.

La cubierta sedimentaria se puede referir conformada litológicamente por tres grupos de unidades mayores (Fig. 9), los cuales del más antiguo al más joven son:

- **Grupo I.** Paquete constituido de rocas siliciclásticas de coloraciones rojizas de origen continental, de ambientes fluviales y aluviales, asociadas localmente con rocas volcánicas, que se refieren como Capas Rojas o Lechos Rojos y con los nombres formacionales de Huizachal, La Boca y La Joya, las cuales sobreyacen discordantemente a las rocas de basamento. Este grupo tiene un rango de edad muy amplio, Triásico Tardío – Jurásico Medio, dado que algunas rocas constituyentes se han fechado como Triásico Tardío con restos de plantas (Mixon *et al.*, 1959), como Jurásico Temprano (Sinemuriense) con base en palinomorfos (Rueda *et al.*, 1993), y como Jurásico Temprano-Medio con restos de vertebrados (Clark y Hopson, 1985; Clark *et al.*, 1994; Reynoso, 1996) y fechamientos isotópicos U-Pb (Fastovsky *et al.*, 2005).

Las rocas de este grupo se distribuyen en el borde occidental de la Cuenca de Burgos (Fig. 10), donde algunos pozos las han cortado, pero hacia el centro de la cuenca su presencia es incierta, aunque hacia el extremo oriental de la misma, ya en la parte de la Faja Perdido (Fig. 4), sísmicamente, debajo de un horizonte de sal se considera la probable presencia de rocas de este tipo, asociadas con rasgos estructurales de tipo *horst-graben* y *half graben* (Trudgill *et al.*, 1999).

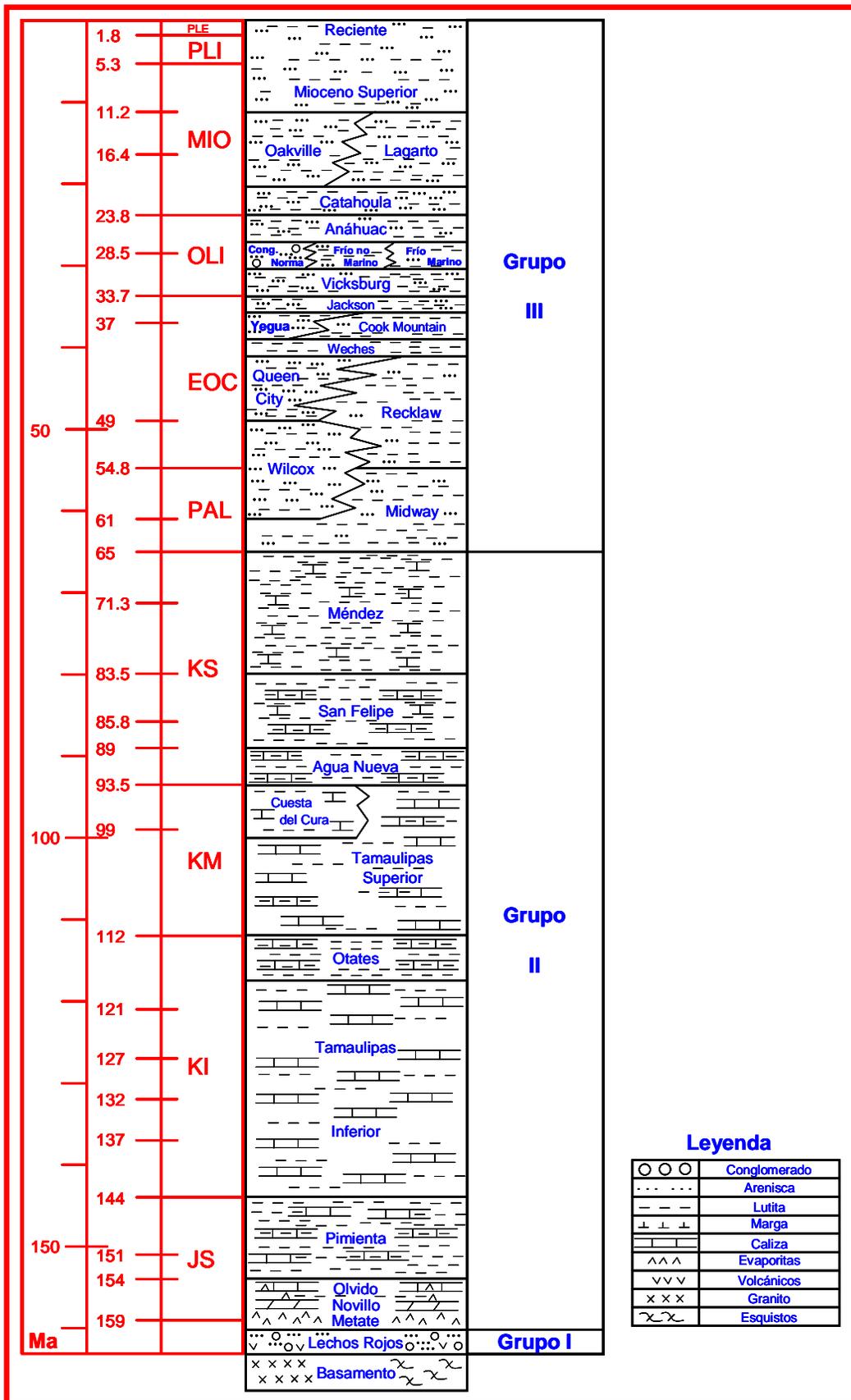


Fig. 9. Columna estratigráfica compuesta de la cubierta sedimentaria de la Cuenca de Burgos y los tres grupos de unidades según su litología general (escala geocronológica de GSA, 1999) (mod. de Echánove, 1986).

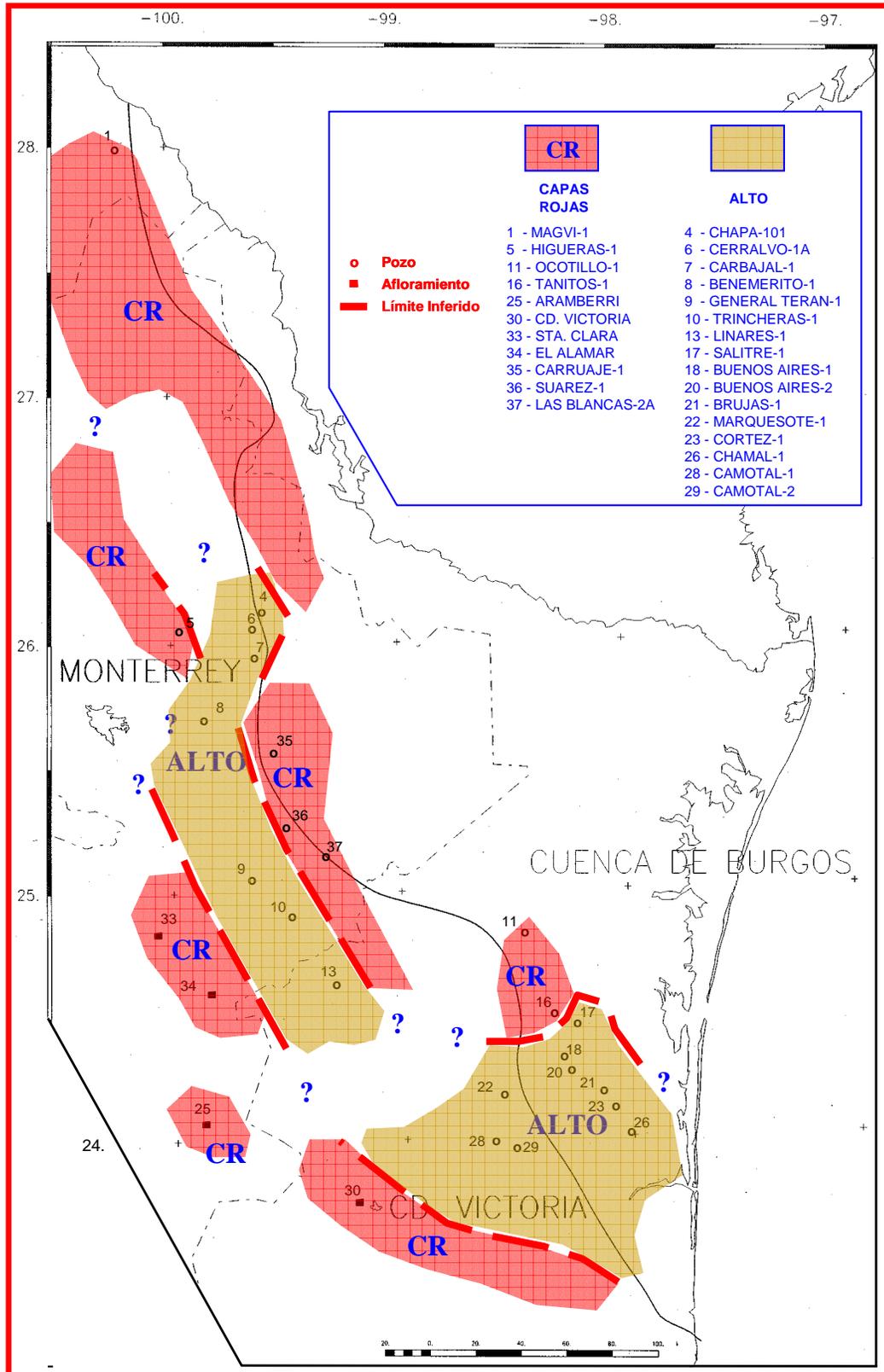


Fig. 10. Localidades y distribución de Capas Rojas en la región de la Cuenca de Burgos donde destaca una zona de ausencia de las mismas (Alto).

Hacia el occidente de la Cuenca de Burgos, la distribución de las Capas Rojas se encuentra interrumpida dentro de una zona angosta de carácter sensiblemente lineal, donde los datos de pozo señalan que sedimentos del Jurásico Tardío sobreyacen de manera discordante el basamento (Madrid, 1976), lo que indica la presencia de un alto relativo de basamento, topográfico o morfológico, durante el tiempo del depósito de las Capas Rojas (Fig. 10). No es claro si este alto constituye un bloque individual continuo o si son dos bloques, pero es un rasgo indicativo de una probable geometría de *horst* en el basamento. Paleogeográficamente esta zona corresponde con la Península de Tamaulipas o las Islas de Picachos y de San Carlos.

Los pozos que cortaron las Capas Rojas y llegaron a basamento en el borde occidental de la Cuenca de Burgos (Fig.10, localidades 11 y 16), reportan un espesor de alrededor de 60 m, lo cual contrasta con los espesores definidos en la región al occidente del alto (localidades 30 y 34), donde se reportan de más de 400 m e incluso mayores a 1 000 m.

- **Grupo II.** Conjunto constituido por rocas calcáreas y calcáreo-arcillosas de origen marino, con depósitos evaporíticos y carbonatado-arenosos de ambientes transicionales en la base. El grupo se encuentra conformado por varias unidades formacionales que siguen la nomenclatura estratigráfica típica del NE de México (Fig. 9): Metate, Novillo, Olvido, Pimienta, Tamaulipas Inferior, Otates, Tamaulipas Superior, Agua Nueva, San Felipe y Méndez. Sobreyace a las Capas Rojas y, cuando éstas últimas no se presentan, directamente a las rocas de basamento. El rango de edad de este grupo de unidades es de Jurásico Medio (Calloviano) al Cretácico Tardío (Maestrichtiano), aunque existen discrepancias hacia la base debido a la variabilidad lateral y acuñamiento de la secuencia evaporítica (Formación Metate), que se relaciona con la Sal Louann del Calloviano del sur y este de Texas (Salvador, 1991a) y a que horizontes evaporíticos se presentan en la Formación Olvido del Oxfordiano-Kimmeridgiano (Madrid, 1976).

Se ha sugerido que las formaciones basales de este grupo (Metate-Novillo-Olvido), de facies transicionales en el borde occidental de la Cuenca de Burgos, hacia el centro de la misma pudieran presentar un cambio lateral a facies de carbonatos arcillosos (Formación Tamán) (Echánove, 1986), sin embargo, en la zona de la Faja Perdido se interpreta la presencia de sal del Calloviano sobreyacida por carbonatos marinos

someros (Trudgill *et al.*, 1999), lo que pudiera sugerir la continuidad de este tipo de depósitos y de las relaciones estratigráficas hacia el centro de la cuenca.

El resto de las unidades de este grupo se caracterizan por sucesiones de carbonatos finos arcillosos con fauna pelágica relacionadas a depósitos de mar abierto-cuenca, con un incremento en el contenido de arcillas hacia la cima. Estas facies calcáreo-arcillosas guardan una amplia distribución en la región de la Cuenca de Burgos. En la zona de Perdido y el Golfo de México, las rocas de este grupo se asignan a las unidades Challenger y Campeche, constituidas por carbonatos y lutitas marinas profundas (Shaub *et al.*, 1984; Feng, 1995; Trudgill *et al.*, 1999).

Hacia la porción noroccidental de la Cuenca de Burgos se reportan algunas variaciones a facies más someras asociadas con las formaciones Taraises, Cupido, Aurora, Grupo Washita (Fms. Georgetown, Del Río y Buda), Eagle Ford y Austin (Alfonso, 1978; Echánove, 1986; Winker y Buffler, 1988; McFarland y Menes, 1991; Shol *et al.*, 1991; Pérez, 1992). Asimismo, en esta zona y un poco más al oeste, durante el Campaniano-Maestrichtiano se depositaron sedimentos de carácter arcillo-arenoso, con cuerpos de carbón, areniscas calcáreas y horizontes de coquinas, depósitos que se asocian con ambientes mixtos y de plataforma con facies fluvio-deltaicas, complejos deltaicos, barras costeras y de plataforma interna a externa, agrupada en las formaciones Upson, San Miguel, Olmos y Escondido. En el presente estudio se considera que una influencia distal de estas últimas condiciones de depósito pudieron haberse manifestado hacia una porción de la parte central de la Cuenca de Burgos.

- **Grupo III.** Conjunto de rocas siliciclásticas de origen marino y transicional, predominantemente desarrollos que varían alternadamente de arcillo-arenosos a areno-arcillosos, y con algunos paquetes areno-conglomeráticos. El grupo se conforma por varias formaciones con denominaciones particulares del Embahiamiento Río Grande (NE de México y SE de Texas): Midway, Wilcox, Recklaw, Queen City, Weches, Cook Mountain, Yegua, Jackson, Frío, Norma, Anáhuac, Catahoula, Oakville y Lagarto (Fig. 9). Sobreyace a las rocas del Cretácico Tardío. El rango de edad de este grupo de unidades es del Paleoceno al Reciente, teniendo en cuenta la porción marina de la Cuenca de Burgos. Algunos hiatus o discordancias locales se reconocen característicamente dentro del registro estratigráfico (Rodríguez, 1976; Echánove, 1986).

La disposición superficial en franjas que progresan en edad de oeste a este de estas rocas y de las unidades litoestratigráficas que conforman, determina que la distribución de cada una de ellas en la región vaya desde la zona en donde afloran y hacia el oriente, ocupando una posición cada vez más profunda. Esta disposición señala un patrón depositacional de tipo progradacional hacia el Golfo de México, en donde el manejo de la nomenclatura litoestratigráfica se complica por las variaciones laterales que se manifiestan, lo que provoca que unidades reconocidas en superficie no se identifiquen en subsuelo y viceversa. Asimismo, lo monótono de las sucesiones de rocas dificulta también el reconocimiento de los límites de las unidades, ya que llegan a ser transicionales, y en la mayoría de los casos, algo vagos y subjetivos. Por esta razón, en algunas ocasiones las unidades de roca son referidas como unidades cronoestratigráficas (Paleoceno, Eoceno, etc.) y aún geocronológicas (30 Ma, 21.5 Ma, etc.), en función de su contenido paleontológico.

El contexto ambiental de depósito de las rocas de este grupo se asocia con una zona de plataforma clástica, con condiciones espacial y temporalmente cambiantes de plataforma externa a plataforma interna, variando incluso a condiciones batial superior y hasta a terrestres, influenciada por el desarrollo de sistemas deltaicos y de complejos litorales, pero con una tendencia general relacionada a un proceso regresivo de la línea de costa hacia el oriente (Rodríguez, 1976; Echánove, 1986; Galloway *et al.*, 1991; Salvador, 1991b; Pérez, 1992).

Los depósitos más recientes que se encuentran en la porción terrestre de la cuenca son de carácter continental, gravas, arenas, arcillas y algo de yesos, que son referidos como Formación Reynosa en Tamaulipas y como las formaciones Goliad, Lissie y Beaumont en Texas (López, 1980).

II.4 Estructura

Los rasgos estructurales que describen la arquitectura de la región del área Arcabuz-Culebra y de la Cuenca de Burgos, prácticamente no se manifiestan en superficie, debido al poco relieve de la zona y a las pobres y aisladas áreas de afloramiento de rocas, de tal forma que las características estructurales y el marco estructural se han definido a partir de información sísmica y de pozos.

El basamento en la región de la Cuenca de Burgos tiene una disposición caracterizada por un continuo profundizamiento con una dirección general hacia el oriente. En la parte occidental de la cuenca, la información de pozos que cortaron basamento lo posicionan a una profundidad de alrededor de 2 800 - 3 000 metros bajo el nivel del mar (mbnm), y en la porción sur, de 500 - 1 000 mbnm, con un abrupto profundizamiento hasta alrededor de los 4 000 - 4 500 mbnm hacia el área del centro de la cuenca (Fig. 6) (Madrid, 1976; Rivera, 1976; Pérez, 1992). En la parte central de la cuenca, los pozos ya no alcanzan el basamento e inclusive éste llega a salir del alcance de la resolución sísmica en profundidad, por lo que se sugiere ubicado a más de 7 500 mbnm en la parte centro-oriental de la cuenca, en la zona de la actual línea de costa (Pérez, 1992), y hasta alrededor de los 10 000 mbnm en la zona de la base del talud del Golfo de México, en la región de la Faja de Pliegues Perdido (Fig. 4) (Trudgill *et al.*, 1999). El profundizamiento hacia el oriente del basamento en la Cuenca de Burgos, define a ésta, morfológicamente, como una cuenca asimétrica, prácticamente abierta en dirección al centro del Golfo de México.

La presencia de numerosas fallas normales es una de las principales características estructurales de la región de la Cuenca de Burgos y algunas particularizaciones a su respecto han sido realizadas en estudios previos (Rodríguez, 1969, Echánove, 1976, 1986; Pérez, 1992). Las fallas son primordialmente de geometría lítrica y se encuentran desarrolladas exclusivamente dentro de las rocas de la cubierta sedimentaria, básicamente afectando sólo rocas cenozoicas. Esta particularidad es sísmicamente evidente en la zona occidental (ZW) de la cuenca (Fig. 11), donde las rocas mesozoicas y las del basamento mismo no participan de la deformación extensiva que manifiestan las rocas del Paleoceno y Eoceno (Fig. 12). En la zona oriental (ZE), el basamento y el mesozoico salen de la resolución en profundidad de la información sísmica, manifestándose sólo los depósitos del Oligoceno y Mioceno deformados por fallas normales (Fig. 13). En esta zona, las fallas tienen también una geometría lítrica que sugiere un aplanamiento y despegue de un tegumento inferior a una profundidad de alrededor de los 7 000 mbnm, a nivel de ocurrencia de depósitos eocénicos-paleocénicos, o aún posiblemente la cima del Cretácico Superior (Pérez, 1992), aunque Camargo y Quezada (1991) consideran que este nivel es la cima del Oligoceno.

Las fallas normales son de varios órdenes de magnitud, variando desde dimensiones métricas hasta kilométricas, donde algunas estructuras de carácter regional han sido individualizadas genéricamente (Fig. 11). De manera predominante, los bloques del

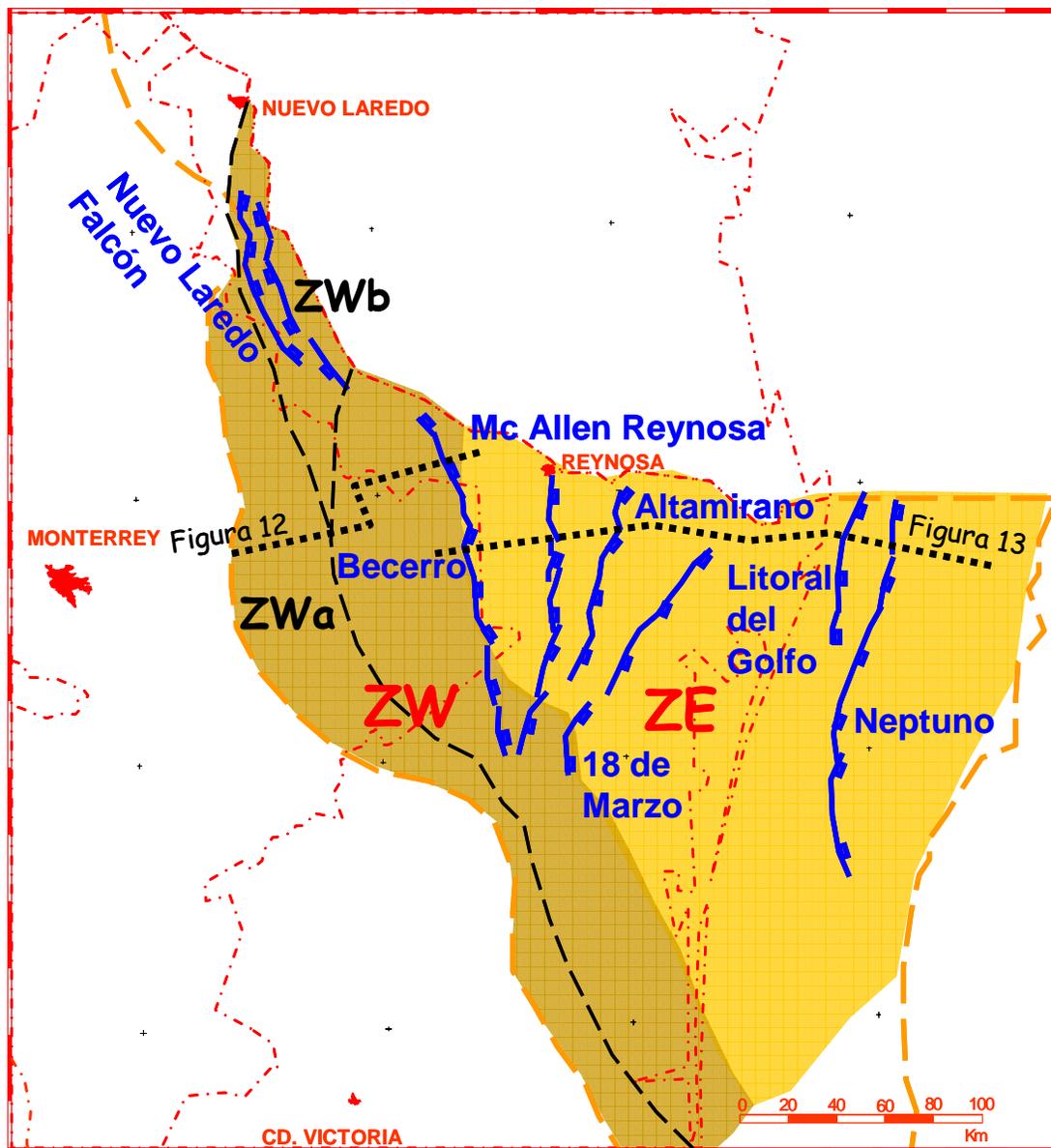


Fig. 11. Fallas normales regionales en el área de la Cuenca de Burgos. En la zona occidental (ZW) la deformación distensiva esta impresa en las rocas paleocénicas-eocénicas, y en la zona oriental (ZE), en los depósitos oligo-miocénicos. Las líneas punteadas señalan la ubicación de las secciones de las figuras 12 y 13 (mod. de Pérez,1992).

alto de las fallas normales bajan en una dirección general al oriente, siendo calificadas como regionales considerando la dirección de ubicación del depocentro del Golfo de México, aunque también se manifiestan algunas fallas contraregionales, sobre todo en la porción levante de la zona oriental (ZE) (Fig. 13). La edad de las fallas normales, y de la deformación extensiva, progresa de oeste a este desde el Paleoceno al Mioceno,

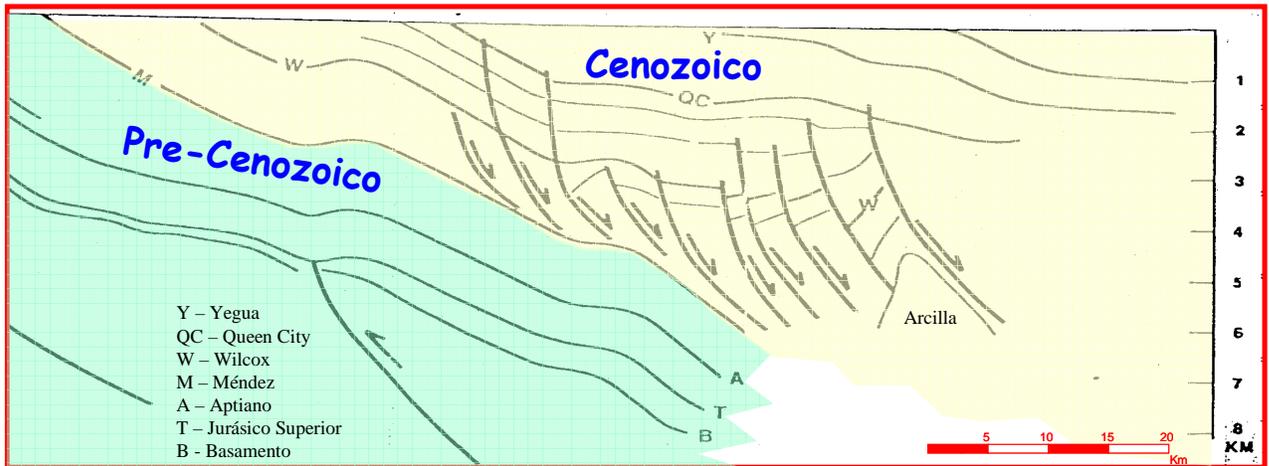


Fig. 12. Sección estructural de la zona occidental (ZW) de la Cuenca de Burgos mostrando la deformación extensiva en las rocas paleocénicas-eocénicas sin involucrar las rocas mesozoicas y el basamento. En éstas últimas Pérez (1992) interpreta estructuras de acortamiento. Basada en la interpretación de una sección sísmica. Para ubicación ver la figura 11 (mod. de Pérez, 1992).

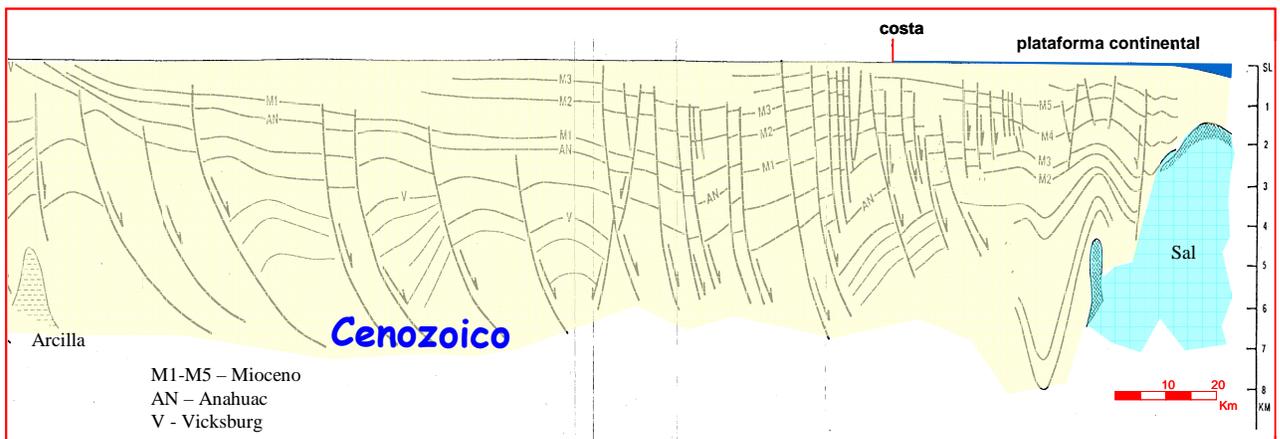


Fig. 13. Sección estructural de la zona oriental (ZE) de la Cuenca de Burgos mostrando la deformación extensiva en las rocas oligo-miocénicas, así como estructuras dómicas de sal y arcilla. Basada en la interpretación de una sección sísmica. Para ubicación ver la figura 11. (mod. de Pérez, 1992).

de manera similar y ajustándose al desarrollo de las franjas de los depósitos sedimentarios cenozoicos (Fig. 2). Dentro de este marco de referencia algunas fallas normales se han considerado como post-depositacionales, y otras, como de crecimiento (Echánove, 1976, 1986; Pérez, 1992).

Se presentan dos subzonas con variantes de comportamiento estructural en la zona occidental (ZW). Un sector estrecho donde no se manifiesta fallamiento normal (Figs. 11 (ZWa) y 12), y otro sector en la parte más noroccidental (área de Nuevo Laredo; Fig. 11, ZWb), también una área estrecha en donde el fallamiento normal aparentemente involucra las rocas mesozoicas, hasta las evaporitas del Jurásico, constituyendo un sistema graben (Pérez, 1992).

Acompañando las características estructurales extensivas antes mencionadas, en la región de la Cuenca de Burgos se tienen algunas otras particularidades que han sido poco detalladas en cuanto a sus relaciones espacio-temporales y su desarrollo con respecto a la deformación distensiva. Por un lado, dentro del paquete de rocas cenozoicas se presentan algunas estructuras de geometría diapírica de carácter posiblemente arcilloso (Fig. 12) y/o salino (Fig. 13), aunque las de este último tipo, restringidas básicamente a la zona oriental (ZE), en la parte de la actual plataforma continental (Camargo y Quezada, 1991), las cuales se manifiestan hasta una posición muy somera (alrededor de 2 000 mbnm de profundidad). En este sector se reportan también estructuras de sal alóctona (Pérez, 1992). Por otra parte, en la zona occidental (ZW), Pérez (1992) también interpreta algunas estructuras anticlinales regionales de carácter amplio (Salado, Picachos, Vaquerías, San Carlos), varias de ellas asociadas con cabalgaduras con vergencias generales al oeste y este, afectando las rocas mesozoicas y el basamento (Fig. 12), relacionando su desarrollo al evento de la Orogenia Laramide. Conviene mencionar, como se verá en la discusión de este estudio, que estas estructuras se ubicarían en la zona correspondiente a la localización del elemento paleogeográfico Plataforma Burro-Picachos – Arco de Tamaulipas (Fig. 4).

III. Análisis Sismo-Estratigráfico

En el área Arcabuz-Culebra sólo se tienen afloramientos de partes de los depósitos del Eoceno y del Oligoceno temprano, los cuales están sobreyacidos discordantemente por materiales clásticos continentales Plioceno-Recientes (Fig. 14), el resto de la columna estratigráfica de la zona se encuentra distribuida únicamente en el subsuelo. De esta forma, en el área de estudio la columna estratigráfica está constituida por rocas con edades que abarcan del Paleozoico tardío al Reciente, aunque con la salvedad de que, en esta porción occidental de la Cuenca de Burgos, no se encuentran presentes los depósitos del Oligoceno tardío–Mioceno (Fig. 15). De la columna sepultada, sólo la porción superior se conoce también de manera directa (rocas del Paleoceno tardío–Oligoceno temprano), ya que ha sido cortada por pozos, mientras que la porción restante, la parte inferior de la cubierta sedimentaria (rocas del Jurásico medio (?)-Paleoceno temprano) y el basamento, se ha puntualizado exclusivamente a partir de información sísmica.

La caracterización de las unidades estratigráficas presentes en el área Arcabuz-Culebra realizada en este estudio, se llevó a cabo individualizando en la información sísmica paquetes o grupos con diferente respuesta sísmica, cada uno de los cuales fue relacionado con alguna de las unidades litoestratigráficas que se distribuyen en la región, particularizando así una serie de unidades sismo-estratigráficas. Este trabajo se efectuó considerando, por un lado, la información de las rocas del Paleoceno y Eoceno de los pozos que se ubican dentro del área de estudio, y por otra parte, mediante correlación sísmica, extrapolando a través de secciones sísmicas la información de rocas pre-Paleoceno de pozos localizados al poniente del área, en la margen occidental de la Cuenca de Burgos. La interpretación resultante, la cual es la base de discusión y análisis de este estudio, se presenta sintetizada a lo largo de una sección sísmica transversal representativa del área Arcabuz-Culebra, la cual guarda una orientación general W-E y tiene una longitud de 33 Km (Fig. 14), en la que a lo largo de su trayectoria se encuentran presentes cuatro pozos que sirvieron de referencia y apoyo.

Cada una de las unidades sismo-estratigráficas consideradas para el área de estudio, tomando en cuenta que la distinta respuesta sísmica es ocasionada por las

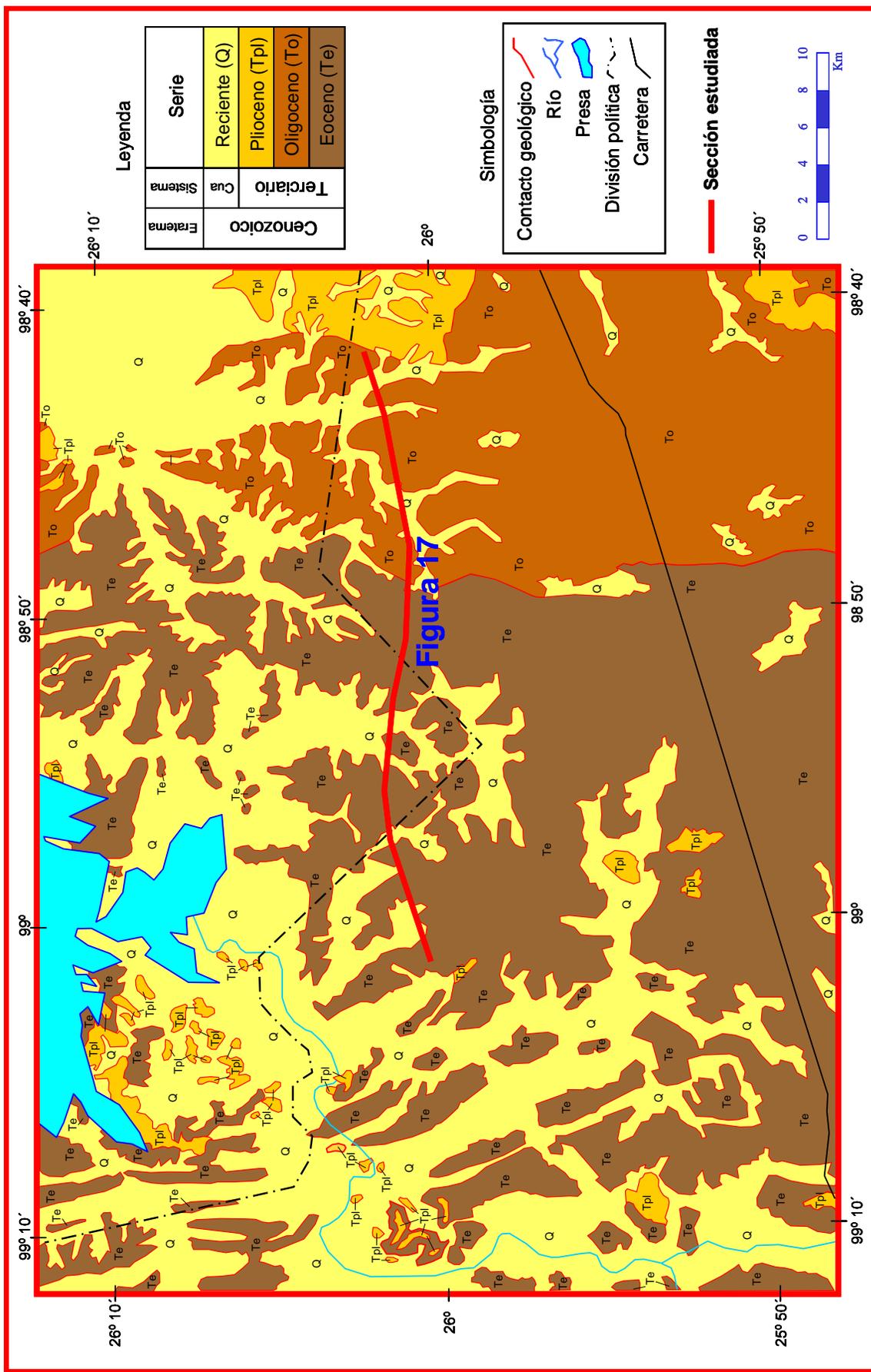


Fig. 14. Mapa geológico del área Arcabuz-Culebra. Se muestra también la ubicación de la sección sísmica W-E representativa del área de estudio.

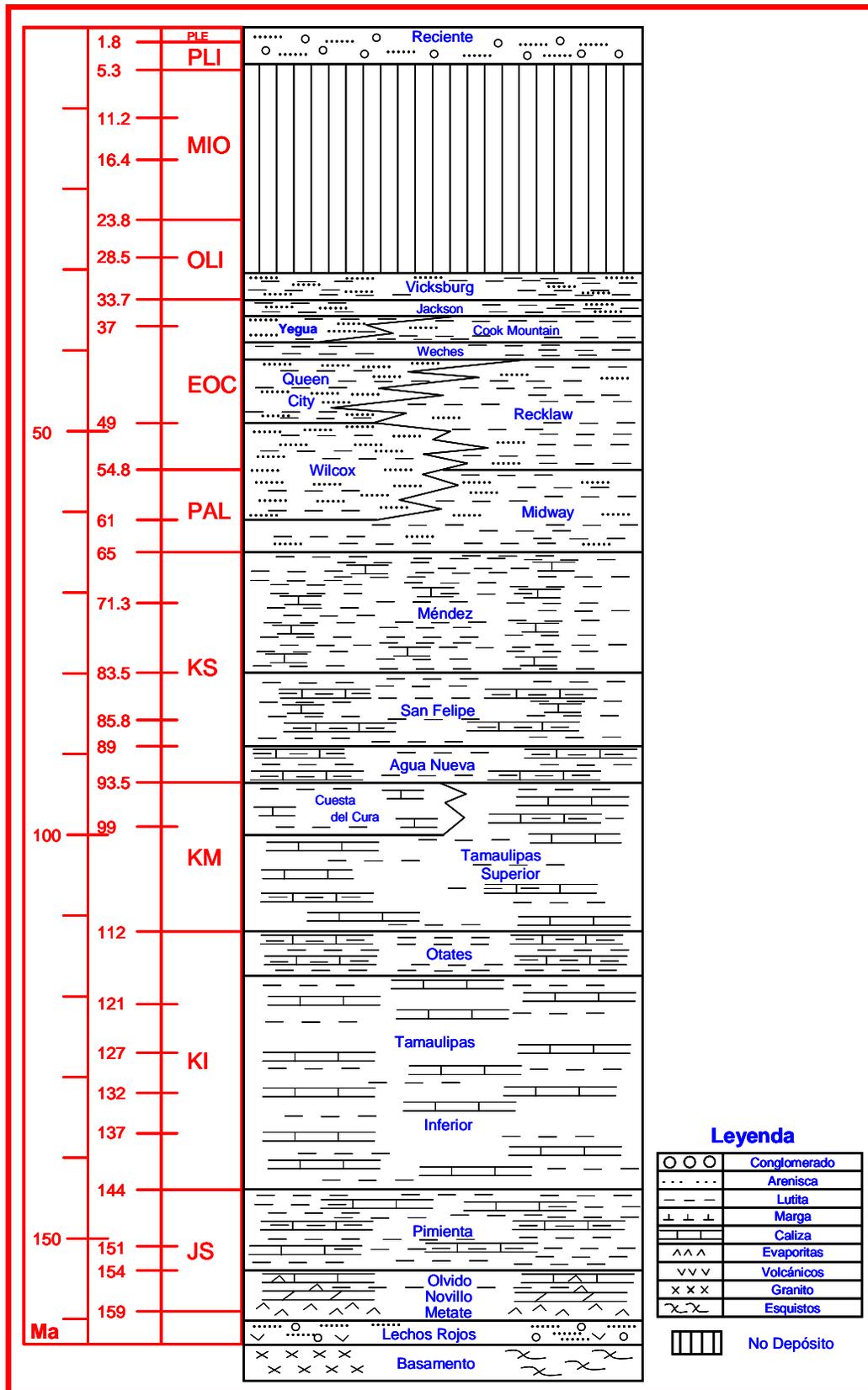


Fig.15. Columna estratigráfica compuesta del área Arcabuz-Culebra. Se caracteriza un periodo de no depósito para el Oligoceno tardío-Mioceno (escala geocronológica de GSA, 1999) (mod. de Echánove, 1986).

heterogeneidades litológicas mayores de la secuencia estratigráfica, pudo quedar constituida por una o más unidades litoestratigráficas, de tal forma que para su individualización y denominación se contempló, ya sea el nombre de la unidad litoestratigráfica representativa o la edad del conjunto de rocas que involucran. La correlación entre las unidades litoestratigráficas y las unidades sísmicas consideradas en el presente estudio, así como las denominaciones de estas últimas, se muestran sintetizadas en la Figura 16. En la Tabla 2 se presenta un resumen de las principales características sísmicas de cada una de las unidades. Las particularidades de cada una de ellas se discuten enseguida.

III.1 Basamento (B)

El basamento del área Arcabuz-Culebra (Figs. 16 y 17), sísmicamente, está constituido por un conjunto de reflectores de media y baja amplitud, principalmente con una disposición paralela, pero conformando zonas con un patrón sensiblemente convergente, así como también con un carácter discontinuo en partes. **B** se encuentra limitado en su cima por un reflector de alta amplitud continuo que se asocia con una discordancia. Su distribución en la sección sísmica representativa del área de estudio (Fig.17) inicia en la parte occidental alrededor de los 4 seg, y se profundiza hacia el oriente hasta salir del alcance de la sección. La base no se reconoce dentro de la sección.

Los datos de los pozos de las localidades 4, 6, 7 y 8 (Fig. 6), ubicados un poco al occidente del área Arcabuz-Culebra, indican que el basamento pasa de una profundidad de alrededor de 2 300 metros bajo el nivel del mar (mbnm) a 2 700 y después hasta los 3 000 mbnm, de tal forma que para el área de estudio se estima a una profundidad de alrededor de 6000, pudiendo llegar a alcanzar los 7000 mbnm.

Litológicamente, es probable que las rocas del basamento sean de carácter metamórfico, el área de estudio se ubica dentro de una franja regional de distribución de rocas de este tipo denominada informalmente Unidad de Rocas Metamórficas (URM) (Figs. 6 y 7). Aunque no se puede caracterizar una litología metamórfica específica, **B** podría estar constituido por pizarras y probablemente por esquistos y gneises, dada su relativa cercanía con localidades 4, 6 y 7 (Fig. 6) de pozos que alcanzaron basamento en la Cuenca de Burgos. Su edad se considera como Paleozoico

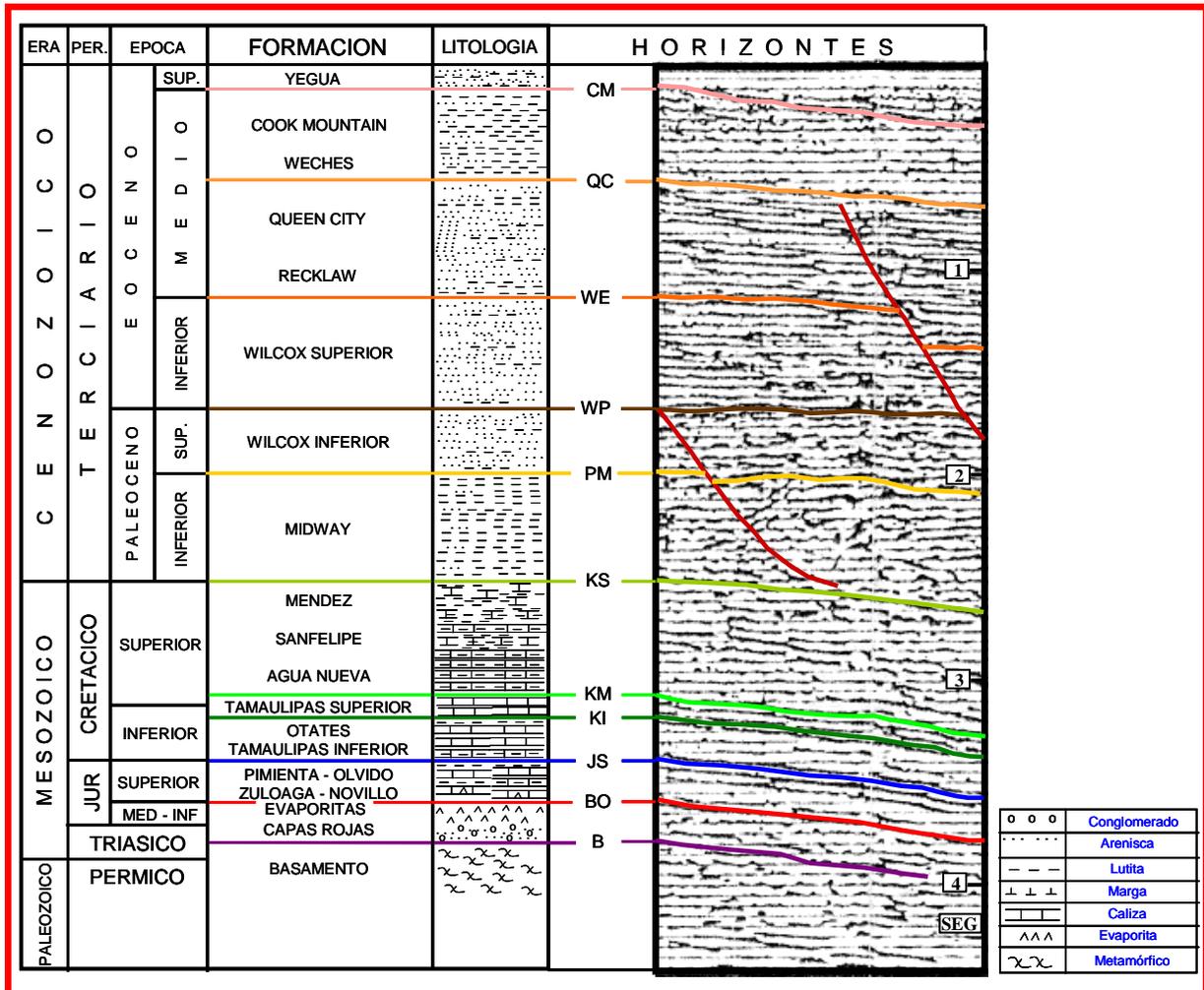


Fig. 16 Correlación de unidades litoestratigráficas y horizontes sísmicos en el área Arcabuz–Culebra. B: Basamento; BO: Base Oxfordiano; JS: Jurásico Superior; KI: Cretácico Inferior; KM: Cretácico medio; KS: Cretácico Superior; PM: Paleoceno Midway; WP: Wilcox Paleoceno; WE: Wilcox Eoceno; QC: Queen City; CM: Cook Mountain.

tardío, ya que en algunos pozos se le ha encontrado infrayaciendo discordantemente sedimentos de capas rojas reportadas como del Triásico-Jurásico, y por los fechamientos geocronológicos K-Ar de esquistos y gneises, que aunque indican una edad Triásico-Jurásico (Tabla 1 y Fig. 8, localidades 7, 11, 15 y 17), ésta posiblemente represente efectos de recalentamiento.

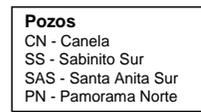
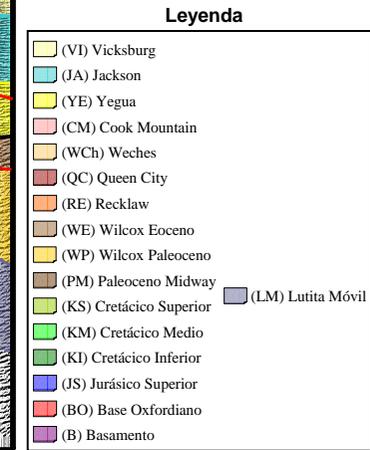
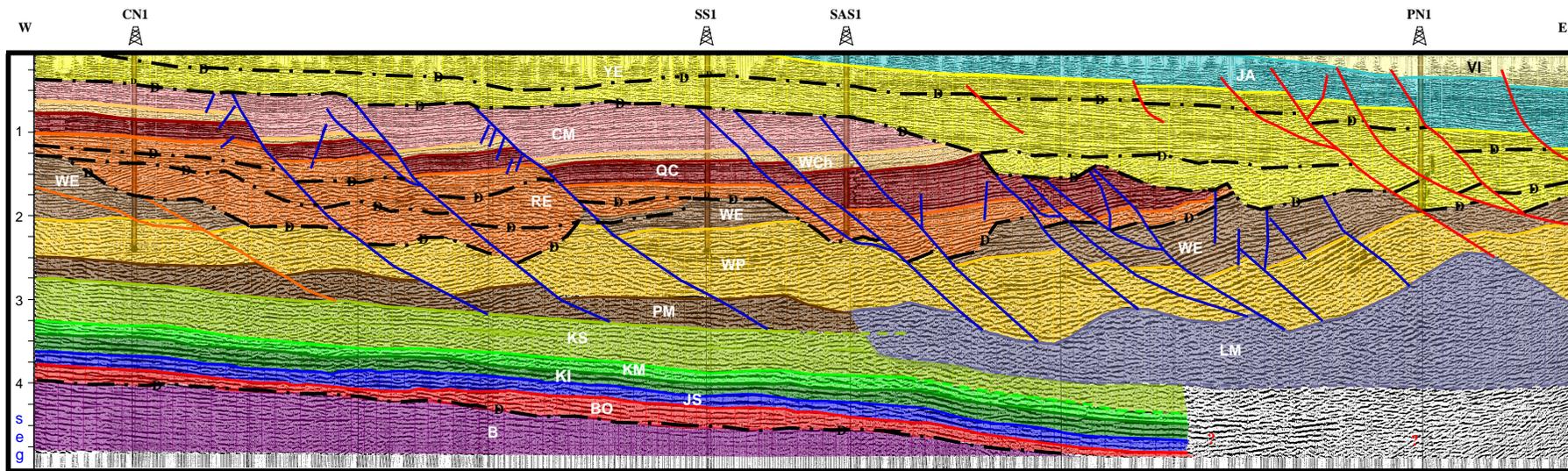
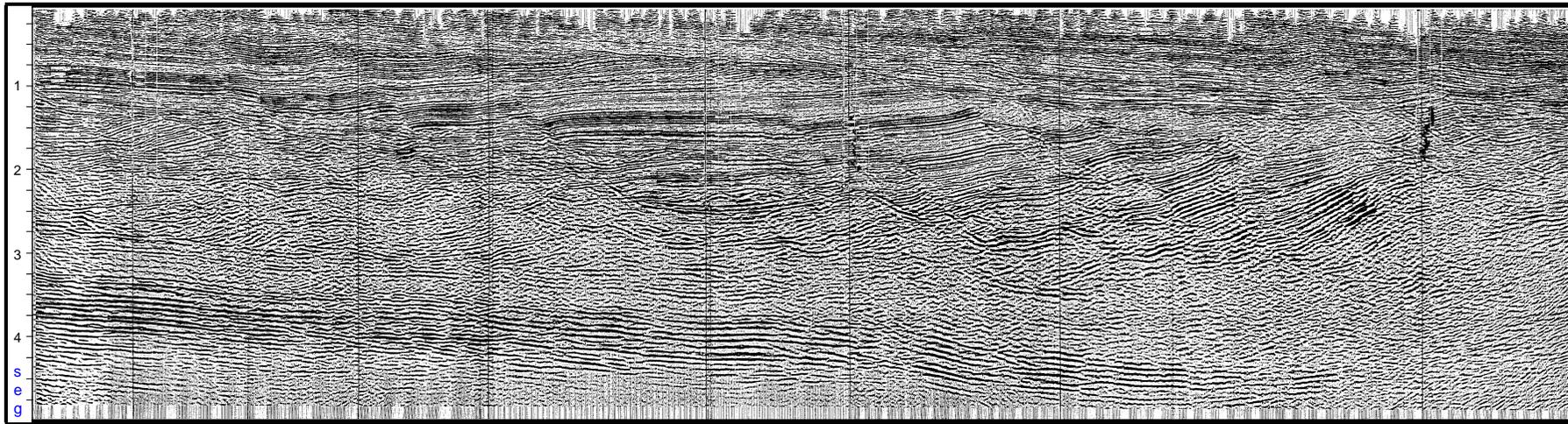


Fig. 17. Interpretación sismo-estratigráfica y estructural de la sección representativa del área Arcabuz-Culebra. La deformación distensiva despegada está caracterizada con el estilo estructural de fallas normales despegadas, el cual se manifiesta en tres etapas: Eoceno temprano (naranja), Eoceno medio (azul) y Eoceno tardío-Oligoceno temprano (rojo), y el estilo estructural estructuras de lutita (véase el diapiro de lutita de la unidad Lutita Móvil). La interacción espacial durante el Eoceno medio de estos dos estilos estructurales propició el desarrollo de un depocentro en las inmediaciones la zona del pozo SAS1, donde se acumularon espesores engrosados de Queen City (QC), Weches (WE) y Cook Mountain (CM).

Unidad		Características sísmicas de los reflectores	Litología
VI	Vicksburg	Amplitud baja, subparalelos y semicontinuos	Areniscas y lutitas
JA	Jackson	Amplitud media, paralelos continuos a semicontinuos	Areniscas y lutitas
YE	Yegua	Amplitud media, caóticos y subparalelos y discontinuos a semicontinuos	Areniscas y lutitas
CM	Cook Mountain	Amplitud media a baja, paralelos y continuos	Lutitas y areniscas
WCh	Weches	Amplitud baja, subparalelos y semicontinuos	Lutitas y areniscas
QC	Queen City	Amplitud alta, paralelos y continuos	Areniscas y lutitas
RE	Recklaw	Amplitud media a alta, subparalelos y semicontinuos a discontinuos	Lutitas y areniscas
WE	Wicox Eoceno	Amplitud media a alta, paralelos y continuos a semicontinuos	Areniscas y lutitas
WP	Wilcox Paleoceno	Amplitud media a alta, paralelos y continuos a semicontinuos	Areniscas y lutitas
PM	Paleoceno Midway	Amplitud media, subparelelos y discontinuos	Lutitas y areniscas
LM	Lutita Móvil	Amplitud baja y media, caóticos y discontinuos	Lutitas
KS	Cretácico Superior	Amplitud media y baja, subparalelos y continuos a semicontinuos	Calizas arcillosas y margas
KM	Cretácico Medio	Alta amplitud, paralelos y continuos	Calizas arcillosas
KI	Cretácico Inferior	Alta amplitud, paralelos y continuos a discontinuos localmente	Calizas arcillosas
JS	Jurásico Superior	Alta amplitud, paralelos y continuos a discontinuos	evaporitas, calizas arcillosas y lutitas
BO	Base del Oxfordiano	Amplitud media, paralelos y discontinuos a continuos	Lechos rojos y algunas evaporitas
B	Basamento	Amplitud media y baja, paralelos y discontinuos	Rocas metamórficas

Tabla 2. Resumen de las principales características sísmicas de los reflectores sísmicos para cada una de las unidades consideradas en este estudio.

III.2 Cubierta Sedimentaria

La cubierta sedimentaria del área Arcabuz-Culebra, como ya se ha mencionado, está constituida por una sucesión de rocas mesozoicas y cenozoicas, cuyas características sismo-estratigráficas se describen a continuación en sentido estratigráficamente ascendente.

II.2.1 Mesozoico

- Base del Oxfordiano (BO)

Esta unidad sísmica se encuentra sobreyaciendo al basamento (Figs. 16 y 17) y se caracteriza por reflectores de carácter paralelo, discontinuos a continuos, de amplitud media a baja y una frecuencia media. Éstos muestran un patrón de solapamiento sobre el basamento, describiendo un marcado contacto discordante angular para la base de la unidad, mientras que su límite superior es concordante. El espesor sísmico de BO, aunque relativamente delgado, es variable a lo largo de la sección, llegando a definir una geometría de acunamiento en una porción de la misma. BO se profundiza hacia el oriente, saliendo del alcance del registro sísmico en profundidad de la sección.

Por el carácter de los reflectores sísmicos y por su posición estratigráfica, BO se relaciona con el paquete de rocas clásticas constituido por areniscas, limonitas y algunos conglomerados, referido como Capas Rojas o Lechos Rojas (Fig. 16). Se considera también, que pudiera tener asociado algo de material evaporítico, como lo sugiere la información de pozos al occidente del área de estudio. La edad de BO, aunque incierta, ya que fuera de la región de la Cuenca de Burgos las Capas Rojas se han descrito con un rango muy amplio (Triásico Tardío – Jurásico Medio), se considera que podría ser de la parte final del Jurásico Medio (Calloviano), teniendo en cuenta su relativamente poco espesor (alrededor de 60 m) en la margen occidental de la Cuenca de Burgos (Fig. 10) y por la aparente estrecha relación con evaporitas.

- Jurásico Superior (JS)

Sísmicamente está constituido por una serie de reflectores paralelos prominentes, de alta amplitud y baja frecuencia, continuos a localmente discontinuos (Fig. 17). JS sobreyace a la Base del Oxfordiano mediante una relación paralela y concordante,

mientras que su cima igualmente es paralela y continua por lo que se considera también de tipo concordante. Tiene un espesor sísmico relativamente homogéneo y se profundiza hacia el oriente. La distribución de JS hacia el oriente de la sección no se puede definir con seguridad por salir de la profundidad del registro sísmico, y en parte porque la respuesta sísmica hacia esta porción no es clara.

Se considera que esta unidad representa una sucesión litológicamente heterogénea, por correlación con la información de pozos al occidente del área de estudio (Fig. 16). La parte basal de JS se contempla como de carácter evaporítico y evaporítico-carbonatado parcialmente terrígena, compuesta por anhidrita con laminaciones de lutitas y limolitas, y halita de la Formación Metate; con calizas areno-arcillosas y oolíticas parcialmente dolomitizadas de las formaciones Novillo y Zuloaga; y además anhidrita, sal, lutitas y calizas de la Formación Olvido. La porción superior de JS se estima como de tipo terrígeno-carbonatado, compuesta por calizas arcillosas y lutitas de la Formación Pimienta. Esta marcada variabilidad litológica lateral y vertical no se puede detallar sísmicamente, por lo que la unidad se denomina de manera generalizada como Jurásico Superior, ya que las formaciones Novillo, Zuloaga y Olvido son del Oxfordiano, y la Formación Pimienta del Kimmeridgiano-Titoniano.

- Cretácico Inferior (KI)

Se conforma sísmicamente por un paquete de reflectores paralelos bastante prominentes, de alta amplitud y baja frecuencia, continuos a localmente discontinuos (Fig. 17). Tiene un espesor sísmico relativamente constante y sus contactos inferior y superior son continuos y paralelos sugiriendo relaciones de tipo concordante. KI sobreyace a la unidad Jurásico Superior. Se profundiza hacia el oriente de la sección, y en la parte más oriental de ésta, su distribución es incierta debido a que la respuesta sísmica ya no es clara.

Por el carácter de la respuesta sísmica y por correlación con los datos de pozos al oeste del área, la unidad KI se asocia con un paquete de rocas carbonatadas en partes arcillosas, sobre todo hacia la cima, las cuales se refieren como formaciones Tamaulipas Inferior (la parte calcárea) y Otates y La Peña (la parte calcáreo-arcillosa). Se le denomina Cretácico Inferior dado que el rango de edad de esas formaciones es Berrasiano-Aptiano (Fig. 16).

- Cretácico Medio (KM)

Sísmicamente está conformada por tres reflectores continuos marcadamente paralelos, de alta amplitud y baja frecuencia, continuos a localmente discontinuos (Fig. 17). Presenta un espesor sísmico homogéneo en su mayor parte, aunque es más delgado que las unidades descritas anteriormente. Las relaciones de KM con las unidades infra y sobreyacente se describen como concordantes dado que sus contactos inferior y superior son paralelos, sobre todo este último que está definido por un reflector fuerte y continuo. KM se profundiza paulatinamente en dirección al oriente de la sección, hasta una porción en donde su distribución se torna incierta debido a que la respuesta sísmica no es clara.

Por correlación con la información de pozos al occidente, KM se relaciona con una sucesión eminentemente calcárea de lodos finos que se asocia con las formaciones Tamaulipas Superior y Cuesta del Cura del Albiano-Cenomaniano (Fig. 16). Dado lo anterior, la unidad se denomina como Cretácico Medio.

- Cretácico Superior (KS)

Está constituida por un conjunto de reflectores subparalelos de media y baja amplitud, discontinuos a semicontinuos, con algunos reflectores fuertes y continuos en la parte media (Fig. 17). La base de KS se define con un reflector continuo sugiriendo una relación concordante con KM y la cima se marca con un reflector conspicuo, también bastante continuo, que en su mayor parte se interpreta, en este estudio, como un contacto por falla. KS tiene un espesor sísmico homogéneo, es el más grueso comparado con las unidades anteriormente mencionadas, y presenta también un paulatino profundizamiento hacia el oriente. En la porción oriental de la sección, la continuidad de la parte superior de la unidad se ve interrumpida por el desarrollo de una zona de respuesta sísmica caótica, la cual se considera como una unidad sísmica distinta, mediante un contacto relativamente brusco que puede representar una relación diapírica o un contacto por falla.

Por la respuesta sísmica y por correlación con pozos al poniente del área, KS se considera representa un paquete de rocas constituido por calizas arcillosas, lutitas calcáreas, margas y lutitas, con una tendencia granodecreciente hacia arriba, y con un contenido cada vez menor de carbonato y un aumento de arcilla en el mismo sentido. Corresponde con las formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez (Fig. 16), cuyo

rango de edad es del Turoniano al Maestrichtiano, por lo que se le denomina como Cretácico Superior.

- Lutita Móvil (LM)

Unidad sísmica temporalmente equivalente con la parte superior de Cretácico Superior (KS) y de Paleoceno Midway (PM) que, por conveniencia para su análisis y discusión, se describe dentro del apartado del Cenozoico.

II.2.1 Cenozoico

- Paleoceno Midway (PM)

Se caracteriza conformada sísmicamente por un conjunto de reflectores de amplitud variable de media a baja, con algunos reflectores intercalados de amplitud media a alta, de carácter discontinuo y en ocasiones con un patrón de aspecto caótico (Fig. 17). Hacia la base del paquete sísmico algunos reflectores definen terminaciones angulares contra el contacto inferior, como de sobrelapamiento, lo que sugiere una relación no concordante que, en este estudio, se contempla como un contacto por falla, en donde los reflectores han sufrido rotaciones debido al transporte tectónico. La cima de PM es de tipo concordante, aunque lateralmente discontinua y con efectos de rotación debido a la afectación ocasionada por una serie de fallas normales. El espesor de la unidad es homogéneo, aunque se tienen algunos engrosamientos locales que se encuentran relacionados con la presencia de las fallas, acompañados de una marcada rotación de los reflectores.

De igual manera que las unidades subyacentes a PM, ésta se profundiza hacia el oriente, y hacia la porción central de la sección, su continuidad se ve también interrumpida por una zona de respuesta sísmica relativamente más caótica, la cual se relaciona con otra diferente unidad sísmica (Lutita Móvil), por medio de un contacto sensiblemente brusco que se considera puede representar una relación diapírica o un contacto por falla.

La respuesta sísmica de PM, por correlación con pozos al poniente del área, se asocia con una sucesión de rocas de tipo arcillo-arenoso que se ha descrito como la Formación Midway (Fig. 16), constituida por lutitas con algunos cuerpos arenosos aislados, a la que por su contenido faunístico se les ha asignado al Paleoceno temprano. A estas rocas también se les ha denominado como las Secuencias 63 Ma y 60 Ma, teniendo

como referencia la escala de tiempo de Haq *et al.* (1987), en algunos trabajos de estratigrafía de secuencias de la región del área de estudio (PEMEX, 1998).

- Lutita Móvil (LM)

La unidad sísmica de respuesta caótica, mencionada anteriormente, presenta un conjunto de reflexiones de baja amplitud, con zonas de amplitud media, bastante discontinuas, con una frecuencia que varía de media a alta (Fig. 17). LM se presenta hacia la porción central y oriental de la sección con un perfil de distribución bastante irregular. Forma un gran cuerpo cuya cima bosqueja una serie de prominencias y depresiones y su base no se llega a definir con precisión. Este perfil irregular sugiere relaciones de corte o intrusión con las unidades circundantes, lo que se interpreta como una geometría diapírica.

Se infiere que esta unidad está constituida predominantemente por materiales de carácter arcilloso, los cuales se interpretan en este estudio, serían el equivalente temporal y una variación lateral de facies de los depósitos de la porción superior de KS (Formación Méndez) y así como de PM. De esta manera, la edad de acumulación de LM se considera como del Campaniano-Paleoceno temprano. Las relaciones que LM guarda con las unidades circundantes y su respuesta sísmica caótica, sugieren la movilidad o alteración de la disposición original de los materiales arcillosos, razón por la cual la unidad se refiere como Lutita Móvil. Las siguientes características apoyan esta consideración:

- la base de LM es difícil de definir, sobre todo donde el cuerpo de lutita alcanza un espesor relativamente considerable, lo cual además, no permite puntualizar si por debajo de él existe o no continuidad de las unidades mesozoicas (JS, KI y KM) hacia la parte más oriental de la sección.

- con KS se delimita con cambios abruptos, tanto hacia la base de LM, donde esta última parece sobreyacer parcialmente a KS, como también de manera lateral, donde LM obscurece la continuidad lateral hacia el oriente de la parte superior de KS.

- con PM también se contrasta con un cambio lateral abrupto, donde LM interfiere la continuidad lateral hacia el oriente de PM.

- la cima del cuerpo de lutita, por su geometría, podría definirse como una discordancia angular bastante irregular, pero dado que LM modifica aparentemente la actitud estructural original de la unidad sísmica suprayacente (Paleoceno Wilcox), que

debiera ser sensiblemente tabular y no ondulada, penetrando en esta última inclusive, se estima que constituye un contacto diapírico, donde las relaciones originales han quedado oscurecidas.

- Wilcox Paleoceno (WP)

Se caracteriza sísmicamente por un paquete de reflexiones con un patrón paralelo a subparalelo, continuos a semicontinuos, de amplitud media a alta y una frecuencia media a baja (Fig. 17). WP se distribuye a lo largo de toda la sección y está afectada por una serie de fallas normales. Sobreyace a PM y a LM en la porción occidental y oriental de la sección, respectivamente.

En la parte poniente de la sección, la base de WP es sensiblemente subhorizontal, con una ligera inclinación hacia el oriente, en donde las terminaciones de las reflexiones son tanto concordantes, como de sobrelapamiento (*onlap*) y localmente de cubrimiento hacia abajo (*downlap*), lo que conlleva a poder describir varios cuerpos dentro de la unidad con patrones de tipo almohadillado y lenticular. Esta aparente disarmonía estructural sugiere que la acumulación sedimentaria pudo estar relacionada a un depósito de carácter progradante. En la parte levante de la sección, la base de WP está fuertemente deformada por diapiros de lutita, en donde partes de ella misma podrían haber sido asimiladas o canibalizadas, y llevadas a ser parte de LM. En la cima de WP las reflexiones varían lateralmente, de tipo concordante en algunas porciones, a terminaciones de tipo de truncación erosional. Lo primero indica relaciones concordantes con la unidad suprayacente (WE), mientras que lo segundo caracteriza la cima como una discordancia (Fig. 17), lo que permite interpretar que WP fue erosionada de manera parcial.

Por correlación con información de pozos de la parte occidental de área de estudio y de un poco más al poniente de la misma, la respuesta sísmica de WP se asocia con un paquete de rocas areno-arcillosas, conformado por areniscas de grano fino y areniscas arcillosas con intercalaciones de lutitas, que se refiere como Formación Wilcox Inferior o Wilcox Paleoceno (Fig. 16), ya que su contenido faunístico indica una edad del Paleoceno tardío, o también como la Secuencia 54.2 Ma en trabajos de estratigrafía de secuencias de la Cuenca de Burgos (PEMEX, 1998). WP fue cortada por dos pozos en la parte occidental de la sección de estudio, ubicando su cima a las profundidades de 2 707 y 3 102 mbnm (Fig. 18), y ya no ha sido penetrada más al oriente porque se encuentra a mayor profundidad.

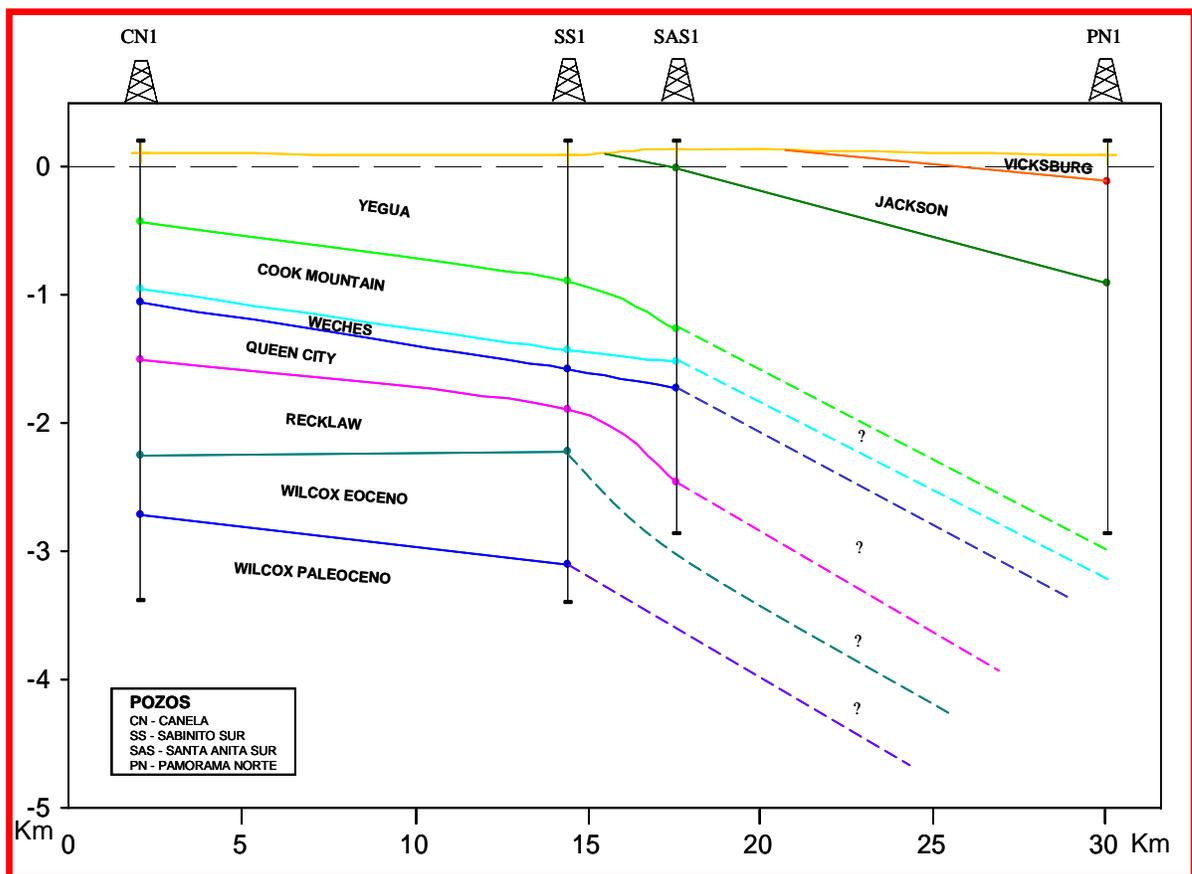


Fig. 18. Sección de correlación estratigráfica entre los pozos de la sección de estudio que muestra las formaciones que han sido alcanzadas y su tendencia de distribución espacial.

- Wilcox Eoceno (WE)

Está conformada sísmicamente por un paquete de reflectores paralelos a subparalelos, continuos a semicontinuos, con amplitudes que varían de medias a altas y una frecuencia de media a baja (Fig. 17). En la base de WE se presentan reflexiones concordantes por lo que se considera en contacto concordante con WP. En la cima, las reflexiones son concordantes en algunas partes y de truncación erosional en otras. Lo primero señala relaciones concordantes con la unidad suprayacente (RE), mientras que lo segundo define la presencia de una discordancia, la cual es la relación dominante en la sección y lo que ocasiona que la distribución de WE se manifieste de manera discontinua, debido a que, ya sea de manera parcial o aun la totalidad de la unidad, está

ausente por erosión en algunas zonas. WE se presenta, básicamente, en tres sectores de la sección, como cuerpos relativamente aislados o separados entre sí, que se encuentran afectados por fallamiento normal.

La información de pozos del área de estudio, permite relacionar la respuesta sísmica de WE con un paquete de rocas areno-arcillosas, constituido por areniscas de grano fino y lutitas, de la Formación Wilcox Superior o Wilcox Eoceno, como también se le conoce por la edad de su contenido faunístico de Eoceno temprano, o de la Secuencia 48.5 Ma (PEMEX, 1998). WE fue cortada por dos pozos en la parte occidental de la sección, ubicando su cima a las profundidades de 2 257 y 2 227 mbnm (Fig. 18). Hacia la porción oriental no ha sido alcanzada por otras perforaciones.

- Recklaw (RE)

Esta unidad sísmica se caracteriza, en lo general, con reflectores de amplitud media-alta, subparalelos y semicontinuos, aunque en lo particular, algunas variaciones se pueden pormenorizar. En el sector occidental de la sección de estudio se individualizan tres cuerpos dentro de la unidad, en el inferior las reflexiones tienen una tendencia a un comportamiento ligeramente caótico, en el medio a un patrón discontinuo, y en el superior se caracteriza una amplitud alta, paralela y continua (Fig. 17). Dentro de estos cuerpos a su vez, se manifiestan una serie de grupos de reflectores con diferentes tendencias que conforman cuerpos de menores dimensiones de formas lenticulares. De hecho, también la geometría de los cuerpos inferior y medio antes mencionados, es de forma lenticular, como de igual manera, es el rasgo de la geometría de RE, vista como un todo. De este modo, la unidad tiene un espesor sísmico lateralmente variable, con la parte más engrosada en el sector occidental de la sección.

En los contactos entre los cuerpos mayores dentro de RE se presentan patrones de terminación de reflectores del tipo de truncación erosional y cubrimiento superior (*toplap*), que indican la presencia de discordancias intraformacionales. La base de la unidad presenta terminaciones de solapamiento (*onlap*), concordantes y de cubrimiento hacia abajo (*downlap*), señalando una relación también discordante con las unidades WP y WE. Por su parte, la cima de RE presenta terminaciones con un patrón de tipo concordante, lo que indica un contacto de este tipo con la unidad sobreyacente (QC). RE está afectada por fallas normales y su distribución hacia la parte oriental de la sección se interrumpe debido a que está ausente por erosión.

La respuesta sísmica de RE, por información de pozos en el área de estudio, que en las porciones occidental y central de la sección alcanzar a cortar la unidad (Fig. 18), se relaciona con un paquete de rocas arcillosas con desarrollos arenosos que se refiere como la Formación Recklaw, a la cual se le ha asignado una edad de Eoceno medio temprano (Fig. 16).

- Queen City (QC)

Esta unidad se describe sísmicamente constituida por un patrón de reflexiones paralelas, continuas, de amplitud alta variando a media y una frecuencia que varía de media a baja (Fig. 17). La base de QC presenta reflexiones con un patrón concordante, lo que indica un contacto concordante con RE. La cima, de igual forma, tiene un patrón concordante y por tanto un contacto del mismo tipo con la unidad suprayacente (WCh). El espesor sísmico de QC se va incrementando paulatinamente en dirección al oriente, siendo más relevante en la porción central de la sección. En esta parte, en la cima de la unidad se presentan terminaciones de reflectores del tipo de truncación erosional, lo que indica un contacto discordante con otra unidad suprayacente diferente (YE), y que fue parcialmente erosionada. En el sector más oriental de la sección, QC está ausente ya que fue completamente erosionada.

La unidad esta deformada por una serie de fallas normales que ocasionan que la cima se manifieste distorsionada por rotación, exhibiendo principalmente una inclinación hacia el occidente. Sólo en la parte más occidental de la sección, la cima aparece sensiblemente inclinada hacia el oriente, sugiriendo la dirección original de su echado regional de depósito. Los incrementos bruscos de espesor, también están estrechamente relacionados con algunas de las fallas normales.

Por la información de pozos (Fig. 18), la respuesta sísmica de QC se relaciona con una sucesión de rocas proporcionalmente más arenosa que RE, constituida por paquetes de areniscas de grano medio a fino con algunas capas de lutitas intercaladas, referida como Formación Queen City, a la que se le asigna una edad del Eoceno medio (Fig. 16).

- Weches (WCh)

Esta unidad sísmica está conformada por un grupo de reflexiones con un patrón paralelo a subparalelo, de carácter semicontino y con una amplitud baja (Fig. 17). La base de WCh se describe con reflexiones de tipo concordante, señalando un contacto de

esta clase con QC. La cima guarda también la misma relación con la unidad suprayacente (CM). La unidad se distribuye sólo hasta la mitad de la sección, hacia la porción oriental está ausente por erosión. En su exposición más oriental WCh presenta terminaciones de reflectores del tipo de truncación erosional, señalando la relación discordante, pero ahora con otra unidad suprayacente diferente (YE), con la cual también está en contacto lateralmente.

En la parte occidental de la sección la unidad tiene una sensible inclinación hacia el oriente, mientras que en la parte restante se manifiesta en sentido contrario, sensiblemente hacia el poniente, debido al efecto de las fallas normales que la dislocan. WCh también manifiesta un engrosamiento paulatino hacia el oriente.

La respuesta sísmica de esta unidad, como lo indican los pozos que la han cortado en las porciones occidental y central de la sección (Fig. 18), se considera representa una sucesión de rocas relativamente más arcillosa que QC, la cual se denomina Formación Weches, a la se le asigna una edad del Eoceno medio tardío (Fig. 16), así como Secuencia 44 Ma (PEMEX, 1998).

- Cook Mountain (CM)

Se caracteriza constituida por un patrón de reflexiones que varían de paralelas a subparalelas, en partes onduladas, de continuas a semicontinuas y con amplitud que varía de media a baja (Fig. 17). El patrón de reflexiones en la base de CM es de tipo concordante a lo largo de toda la distribución de la unidad, indicando una relación concordante con WCh a la cual suprayace. Por lo que se refiere a la cima, en la parte occidental de la sección presenta de manera alternada reflexiones de cubrimiento superior (*toplap*) y concordante, y hacia la mitad de la sección aproximadamente, del tipo de truncación erosional. Esto indica un contacto discordante con la unidad suprayacente (YE). La unidad termina en forma de cuña hacia el oriente, señalando que está erosionada en la parte oriental de la sección. CM se encuentra afectada por varias fallas normales.

Los pozos que han cortado la unidad a lo largo de la sección (Fig. 18) indican que representa un conjunto de rocas arcillo-arenosas, compuesta de lutitas con cuerpos arenosos aislados, la cual es referida como Formación Cook Mountain, cuya edad corresponde a la parte tardía del Eoceno medio (Fig. 16), y como Secuencia 39.5 Ma (PEMEX, 1998).

- Yegua (YE)

Sísmicamente la unidad se encuentra conformada al menos por tres paquetes o cuerpos mayores (Fig. 17). El paquete inferior, presente sólo en la porción oriental de la sección, manifiesta un patrón de reflexiones de tipo caótico, en partes ligeramente alineado, con un carácter discontinuo y una amplitud que varía de media a baja. Su terminación hacia la parte occidental es en forma de cuña. Los cuerpos medio y superior, presentes a lo largo de toda la sección, tienen un patrón de reflexiones paralelas a subparalelas, continuas a semicontinuas y de media a alta amplitud. Hacia la parte oriental de la sección, YE tiene su máximo desarrollo de espesor sísmico, así como, es la zona donde se encuentra afectada por fallas normales

El cuerpo inferior de YE sobreyace a WE, RE y QC de manera discordante. Las terminaciones de reflectores en la base de este cuerpo son del tipo de cubrimiento hacia abajo (*downlap*) y sobrelapamiento (*onlap*), característicos de un contacto discordante. El cuerpo medio de la unidad sobreyace a WCh y CM también por discordancia. Las terminaciones de los reflectores en este contacto varían de concordantes a de sobrecubrimiento (*onlap*), indicando la relación discordante. Las relaciones entre los cuerpos inferior-medio y medio-superior se caracterizan con patrones variables de terminaciones de reflectores. En las cimas son de los tipos concordante, cubrimiento superior (*toplap*) y localmente de truncación erosional. En las bases son de los tipos concordante, sobrelapamiento (*onlap*) y localmente de cubrimiento hacia abajo (*downlap*). Esto sugiere relaciones discordantes de carácter intraformacional entre estos cuerpos. La cima de YE, dada por la cima del cuerpo superior en la parte oriental de la sección, presenta un patrón de reflexiones concordante, sugiriendo un contacto de este tipo con la unidad suprayacente (JA). En la parte occidental de la sección YE se encuentra aflorando y parcialmente erosionada.

Dadas las rocas aflorantes y la información de los pozos en el área (Fig. 18), la respuesta sísmica representa una sección areno-arcillosa, una serie de interestratificaciones de areniscas medias y gruesas con matriz arenosa fina y arcillosa, de ambiente continental y litoral, con escasa microfauna, que se denomina Formación Yegua a la cual se le asigna una edad del Eoceno tardío (Figs. 15 y 16).

- Jackson (JA)

Sísmicamente se caracteriza por un conjunto de reflexiones paralelas a subparalelas, continuas a semicontinuas y de amplitud media a alta (Fig. 17). La base de la unidad muestra un patrón concordante aunque localmente varía al tipo de cubrimiento inferior (*downlap*), lo que sugiere un contacto concordante. La cima presenta un patrón concordante, indicando un contacto de este tipo con la unidad suprayacente (VI). JA aflora en el área hacia la porción centro-oriental de la sección y se encuentra en el subsuelo en la parte oriental; en la porción occidental está ausente por no depósito. Está afectada por fallas normales y muestra un paulatino incremento de espesor hacia el oriente, aunque este incremento es brusco en la zona de las fallas. Su distribución manifiesta una ligera inclinación hacia el oriente.

Por información de pozos, se estima que la respuesta sísmica representa una sección areno-arcillosa y un paquete arcilloso con cuerpos arenosos aislados, que se denomina Formación Jackson, la cual por su contenido faunístico se le asigna una edad del Eoceno tardío (Fig. 15), y como Secuencia 36 Ma (PEMEX, 1998).

- Vicksburg (VI)

Sísmicamente se distingue por tener un patrón de reflexiones subparalelas, semicontinuas y con amplitud baja (Fig. 17). Se distribuye exclusivamente en la parte oriental de la sección, en donde su espesor aumenta en dirección al este. La base es sísmicamente concordante y no es posible definir la cima ya que VI se encuentra aflorando. Esta afectada por fallamiento normal.

Por la información de pozos (Fig. 18) y de superficie, la respuesta sísmica de VI se marca que representa una sección areno-arcillosa, constituida por una alternancia de lutitas y limolitas con algunas intercalaciones de areniscas finas, que se refiere como Formación Vicksburg, la que se considera del Oligoceno temprano (Fig. 15), y como Secuencia 32 Ma (PEMEX, 1998). Es la unidad más joven presente en el área de la sección.

IV. Análisis Estructural

Para validar una interpretación estructural de una región afectada por algún tipo de deformación tectónica, se requiere de una adecuada comprensión del patrón de deformación y de la relación que guardan las estructuras resultantes con los esfuerzos tectónicos. En otras palabras, se necesita tener el mayor entendimiento posible de la cinemática y mecánica propias del evento deformante. De esta manera, en primera instancia en el presente capítulo, se presenta la reseña de un análisis del estado del conocimiento de los mecanismos que gobiernan el tipo de deformación presente en el área Arcabuz-Culebra (deformación despegada), así como del desarrollo y conformación de los diferentes elementos y geometrías estructurales relacionados. En la segunda parte, se conceptualiza el modelo estructural de deformación para la zona, a partir del análisis de la sección representativa del área de estudio.

IV.1 Contexto Conceptual de la Deformación Despegada

IV.1.1 Definición

Harding y Lowell (1979), en una clasificación de estilos estructurales dentro de una escala regional, los describen conformados por conjuntos de estructuras geológicas contemporáneas ampliamente interrelacionadas entre sí, tanto geométrica como tectónicamente. Cada uno de ellos lo asocian a alguno de los tipos de cinemática mayor de los límites de placas tectónicas (transformantes, convergentes o divergentes), y en algunos casos, a historias depositacionales particulares.

Esta clasificación, se considera que constituye una generalización que proporciona un marco de referencia, coherente y práctico, para manejar varios grupos específicos de las diversas estructuras resultantes de la deformación, aun cuando se caracteriza por tener un enfoque petrolero, porque tiene en cuenta que en los diferentes conjuntos de estructuras, al ser repetidos generalmente en regiones de deformación similar, las trampas de hidrocarburos asociadas pudieran ser anticipadas (*e.g.* Bally, 1983; Lowell, 1985; Foster y Beaumont, 1989).

Los estilos estructurales se describen agrupados en dos conjuntos mayores tomando como base la participación o no del basamento en la estructuración, de la misma manera como respectivamente se han referido los históricos conceptos de deformación en zonas compresivas *thick-skinned* y *thin-skinned*, denominándoseles, también respectivamente, como los estilos de Basamento Involucrado y Basamento no Involucrado o Despegado.

Teniendo en consideración los tres ambientes tectónicos mayores en los cuales pudieran desarrollarse estos dos tipos de deformación, se describen hasta ocho diferentes estilos estructurales más específicos (Fig. 19): Falla de Torsión, Bloques Extensionales, Bloques Compresivos, y Arcos y Domos, para Basamento Involucrado; y Faja de Pliegues y Cabalgaduras, Fallas Normales Despegadas, Estructuras de Sal y Estructuras de Lutita, para Basamento no Involucrado (Harding y Lowell, 1979).

Las particularidades de cada uno de estos estilos han sido puntualizadas en su mayor parte, con base en información geofísica del subsuelo, esencialmente de secciones de reflexión sísmica. En algunas ocasiones la separación de los diversos estilos no se puede hacer de manera precisa, ya que en ciertos lugares los conjuntos de estructuras definen, ya sea una gradación entre los diferentes estilos, o una mezcla de varios de ellos.

Dos estilos son de particular interés para este estudio, el estilo Fallas Normales Despegadas y el estilo Estructuras de Lutita, de los cuales se presenta enseguida una síntesis de sus principales aspectos.

IV.1.2 Fallas Normales Despegadas

La mayoría de las fallas que caracterizan este estilo estructural son fallas normales de forma lítrica, el tipo de falla que en sección transversal presenta curvatura, de manera tal que define una superficie cóncava hacia arriba. Tienen un alto ángulo de inclinación hacia la porción superficial y un ángulo bajo hacia profundidad, el que eventualmente puede llegar a ser horizontal. Las fallas enraízan o terminan dentro de algún nivel de la cubierta sedimentaria (Fig. 20), en un horizonte relativamente más dúctil encima del basamento, el cual puede constituir una zona o superficie de despegue (*decollement*).

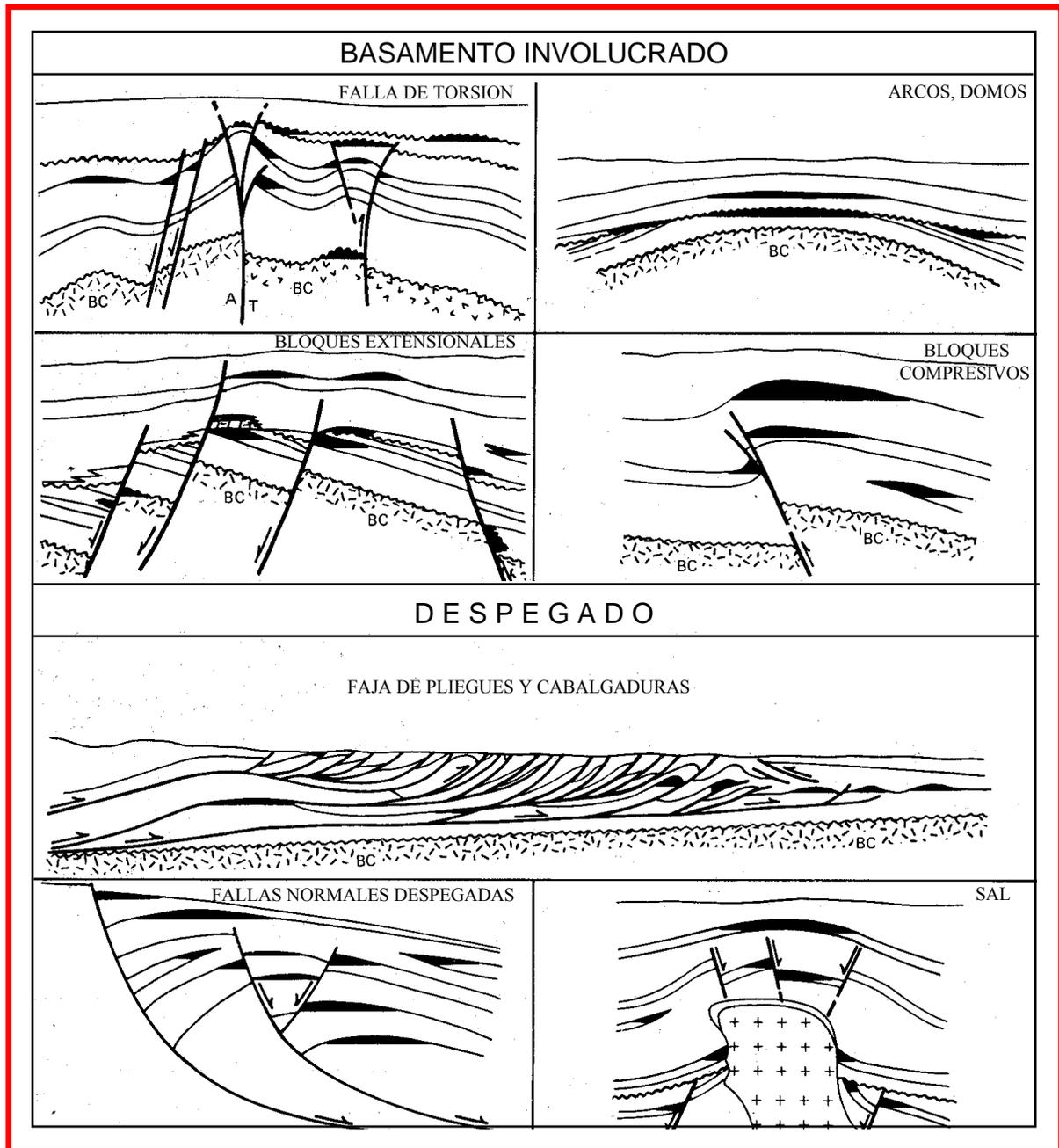


Fig. 19 Diagramas esquemáticos de las principales estructuras y rasgos geométricos de los estilos estructurales de basamento involucrado y de despegue (mod. de Harding y Lowell, 1979).

La ocurrencia de lutita y/o sal dentro de este estilo estructural, aunque no es necesariamente requerida, es bastante común. De hecho, el nivel donde enraízan o terminan las fallas frecuentemente está constituido por este tipo de litologías.

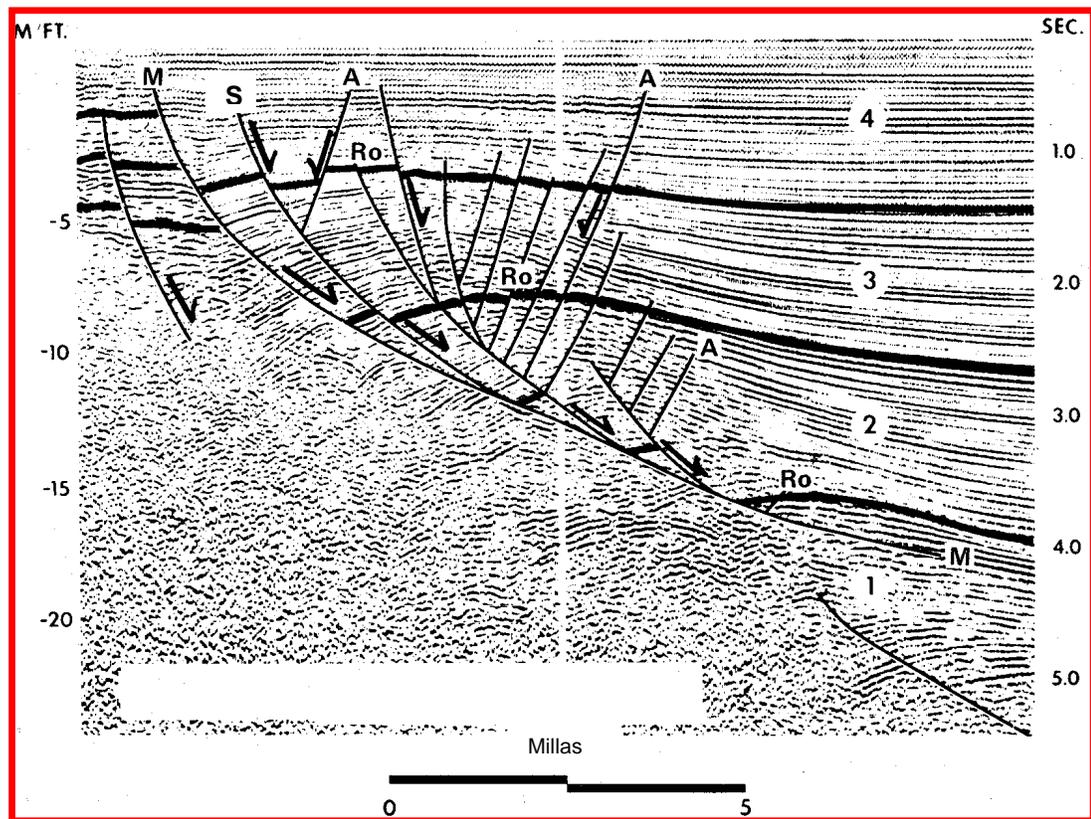


Fig. 20 Falla normal listrica de crecimiento maestra (M) y fallas secundarias sintéticas (S) y antitéticas (A), con pliegue anticlinal rollover (Ro) y engrosamiento de unidades sedimentarias (2, 3, 4) en el bloque del alto (mod. de Harding y Lowell, 1979).

Si al mismo tiempo que se desarrolla la historia de desplazamiento de la falla se registra sedimentación en el lugar donde esta última progresa, ambas historias guardan una estrecha relación, y a las fallas se les describe como de carácter sindeposicional y se les particulariza como Fallas de Crecimiento o Fallas Contemporáneas. El resultado de esta interacción es que se produce un engrosamiento de las unidades estratigráficas en el bloque del techo, hacia la traza de la falla, donde se genera un distintivo patrón divergente (Fig. 20) (Bruce, 1983).

El desplazamiento sobre la superficie curva de la falla induce una rotación de los estratos del bloque del alto, los cuales adquieren un echado en sentido contrario al de la falla. Esto da lugar a un pliegue anticlinal despegado denominado de rodamiento o de

arrastre inverso (*rollover*) (Ro en Fig. 20), el cual tiene un rumbo sensiblemente paralelo al rumbo de la falla.

Las fallas normales lítricas de crecimiento a menudo tienen asociado el desarrollo de otras fallas normales lítricas de relativamente menor dimensión, con un patrón de ramificación característico. La falla de mayor desplazamiento se denomina Falla Maestra (M en Fig. 20) y las fallas menores se designan como Fallas Secundarias o Satélite. Entre las fallas secundarias, las que buzcan en la misma dirección que la Falla Maestra, a la que generalmente se unen a profundidad, se les denomina Fallas Sintéticas (S en Fig. 20). Éstas muestran por lo tanto el mismo sentido de transporte tectónico. A aquéllas que buzcan en dirección contraria a la Falla Maestra, se les denomina Fallas Antitéticas, las cuales describen un transporte tectónico de sentido contrario. Las fallas secundarias a menudo disgregan de manera compleja el pliegue anticlinal *rollover*.

La coincidencia de sentido de desplazamiento o transporte tectónico de fallas maestras y de echado regional, califica a las primeras y al sistema de deformación que conforman, como sintéticos o regionales, mientras que cuando no existe esa coincidencia, se les califica como antitéticos contraregionales.

La formación de este tipo de fallas normales está asociada con sitios depositacionales sin confinar, como los grandes deltas marinos y los bordes de márgenes continentales pasivos. Se pueden desarrollar en sedimentos relativamente poco consolidados. Un rasgo de estos hábitats es que las superficies depositacionales a menudo no presentan una tendencia horizontal, sino una cierta inclinación o echado regional en dirección a la cuenca (Harding y Lowell, 1979; Lowell, 1985).

Enseguida se sintetizan algunos de los fundamentos teóricos que soportan las estructuras y geometrías que caracterizan el estilo estructural de Fallas Normales Despegadas.

- Escenario de las fallas

El fallamiento es uno de los rasgos más prominentes de la deformación cortical. Una falla es una zona de cizalla concentrada a lo largo de la cual las rocas adyacentes han sido desplazadas. Característicamente, estas zonas son estrechas, aunque en ocasiones

pueden desarrollarse con amplitudes de decenas a cientos de metros, donde aún así, la mayor parte de la cizalla se concentra en una banda estrecha.

Mecánicamente, el fallamiento es una inestabilidad en las rocas que crea una nueva superficie interna cuando el esfuerzo diferencial (la diferencia entre los esfuerzos principales mayor σ_1 y menor σ_3) alcanza un valor crítico. Este estado crítico de esfuerzos es debido en parte al aumento de la presión de confinamiento efectivo provocado por el sepultamiento, pero para que se alcance, se requiere de actividad tectónica que disminuya o eleve los esfuerzos en alguna de las direcciones de esfuerzo principal (σ), de tal manera que se caracterice un estado distensivo, de acortamiento o de cizalla, en cada uno de los cuales se desarrolla un estilo de fallamiento particular (Mandl, 1988).

La superficie de falla está contenida en un plano perpendicular al plano de acción de los esfuerzos máximo y mínimo (σ_1 y σ_3), y por lo tanto paralelo a la dirección del plano del esfuerzo intermedio (σ_2). Su inclinación está definida por un ángulo agudo θ (Fig. 21) medido con respecto al eje de esfuerzo máximo (σ_1). Este ángulo puede ser positivo y negativo, lo que en realidad se traduce en la ocurrencia de dos planos potenciales de fallamiento, conjugados, de los cuales sólo uno de ellos preferentemente localiza el deslizamiento, aunque pueden ser los dos, provocando fallas conjugadas.

El trabajo mecánico realizado (W) sobre un cm^2 de la superficie de una falla, está dado por el producto del esfuerzo de cizalla sobre el plano de falla (τ), paralelo a la línea del desplazamiento relativo, y de este desplazamiento relativo de los bloques de falla (δ) (Mandl, 1988). Dicho producto ($W = \tau \cdot \delta$) se considera positivo, lo que implica que ambos factores deben ser del mismo signo, es decir, tener la misma dirección. Esto da lugar a la regla de la admisibilidad energética de un sistema de fallamiento, que establece que no caben los desplazamientos fuera de contexto (Fig. 22).

El movimiento de las fallas puede ocurrir en dos maneras diferentes. Uno por deslizamiento friccional inestable (*stick-slip*) o espaciado, en donde la falla tiene un movimiento repentino después de la acumulación de esfuerzos de término largo. La segunda manera es por arrastre continuo o reptancia (*continuous creep*), también denominado deslizamiento estable, un movimiento ininterrumpido de la falla en donde la deformación es liberada continuamente y no es acumulada. En una misma falla podrían presentarse los dos tipos de movimiento (Hatcher, 1990).

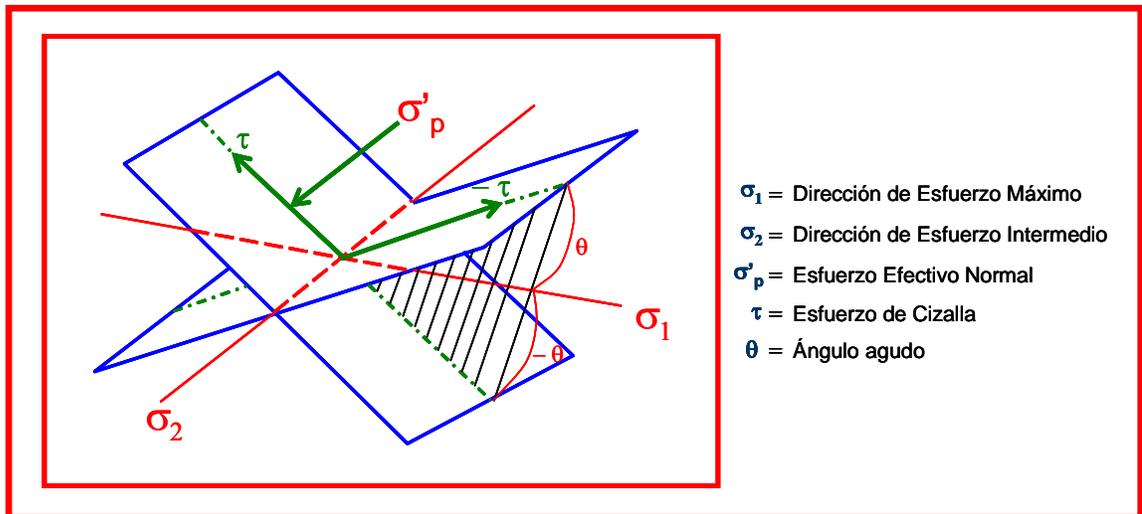


Fig. 21 Planos y direcciones de esfuerzos relacionados con el fallamiento (mod. de Mandl, 1988).

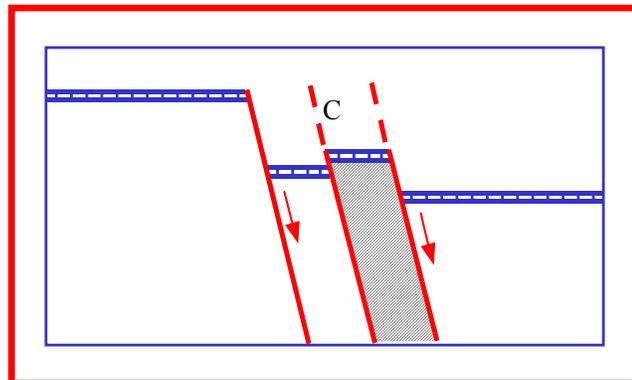


Fig. 22. Sección esquemática mostrando una falla fuera de contexto (C) dentro de un marco distensivo.

Para el caso de las fallas normales, que son el objetivo de análisis de este estudio, el escenario de esfuerzos principales dentro de un marco de referencia Andersoniano es: el esfuerzo máximo (σ_1) en una posición vertical; el mínimo (σ_3) en la horizontal; y el intermedio (σ_2) también horizontal, pero sobre el plano de falla (Fig. 23). En la intersección de planos de falla conjugados, el eje del esfuerzo principal menor (σ_3) bisecta el ángulo obtuso entre los planos de falla, siendo perpendicular a la línea de intersección y por lo tanto perpendicular al rumbo de la falla. El eje del esfuerzo principal mayor (σ_1) bisecta el ángulo agudo entre los mismos planos de falla (Fig. 23).

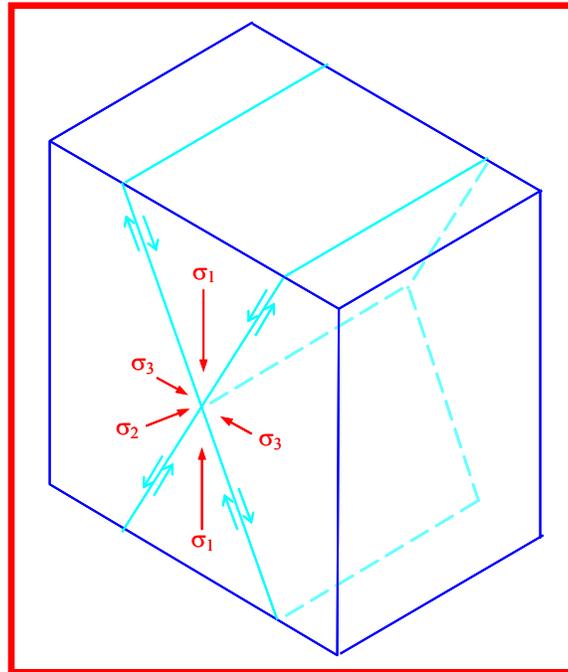


Fig. 23 Relación de las direcciones de esfuerzos principales en fallas normales en un marco andersoniano.

En un medio estratificado con un esfuerzo compresivo principal máximo (σ_1) perpendicular a la estratificación, el fallamiento normal se inicia como fracturas de extensión dentro de las capas más frágiles, con las capas menos frágiles soportando deformación dúctil. Dichas fracturas, eventualmente, pueden propagar como fracturas de cizalla dentro de las capas menos frágiles adyacentes (Peacock y Sanderson, 1997).

- Fallas normales lítricas

La curvatura de una falla normal lítrica se ha sugerido que puede ser producto de factores tectónicos (modificaciones en el campo de esfuerzos), o de factores no tectónicos (variaciones en la resistencia a la cizalla de las rocas, compactación o tipos de presión de poro anormalmente altos), acaecidos durante el tiempo de desarrollo de la falla o en una etapa posterior.

La resistencia a la cizalla de una roca o ángulo de fricción interna (ϕ) es una propiedad de respuesta del material a una presión, la cual tiende a ser mayor en los materiales

más fuertes o resistentes (10° para arcillas muy suaves; $35^\circ - 50^\circ$ para arenas densas), que incide directamente en la definición del ángulo θ (Fig.21), esto es, en la orientación del plano de deslizamiento de una falla respecto a la dirección del esfuerzo principal máximo (σ_1), según se desprende de la siguiente ecuación (Mandl, 1988):

$$\theta = \pm 45 - \varphi / 2$$

Así, en la interfase entre capas sedimentarias con una resistencia friccional o ángulo de fricción alta (areniscas) y baja (lutitas), puede producirse un cambio de hasta 15° en el ángulo θ y por lo tanto en la orientación del plano de falla resultante. Dentro de un marco de fallamiento normal, los horizontes más dúctiles pueden dar lugar a un característico cambio de inclinación o aplanamiento del plano de falla. Si además, sobre esa interfase actúan esfuerzos de cizalla, la dirección de σ_1 puede modificarse, ocasionando que el cambio de inclinación de la superficie de falla sea más pronunciado. La ocurrencia de esfuerzos de cizalla es común en la interfase de estratos sedimentarios inclinados, debido a la acción de la gravedad por el peso propio de las rocas (Crans *et al.*, 1980).

En una secuencia sedimentaria, cuando una falla pasa de capas con presión de poro normal a capas con presión de poro anormalmente alta (mayor que la presión hidrostática), la superficie de falla tiende a registrar un efecto de aplanamiento. Esto requiere también de la ocurrencia de esfuerzos de cizalla sobre la interfase presión normal-sobrepresión (Hubbert y Rubey, 1959; Mandl, 1988). Se tienen lugares comunes con desarrollo de sobrepresión dentro de la secuencia sedimentaria, por ejemplo, en las zonas de talud de deltas.

Cuando en la secuencia sedimentaria se tiene una variación gradual de las relaciones de ángulo de fricción interna o de presión de poro, el cambio de inclinación del plano de falla se describe con un cambio continuo de ángulo. No obstante, si la variación de dichas características se manifiesta de manera contrastante o abrupta, morfológicamente se describe un marcado doblez o flexión (*kink*) del plano de falla (Jackson y McKenzie, 1983; Shelton, 1984).

Los cambios de geometría del plano de falla por factores tectónicos implican modificaciones del campo de esfuerzos antes o durante la formación de una falla. El campo de esfuerzos debido al peso de sepultamiento solamente no se encuentra en un

estado límite, el cual debe ser alcanzado para que se origine el fallamiento. De aquí que se requiera de la influencia de los mecanismos tectónicos.

- Pliegue *rollover*

La geometría *rollover* es considerada el inevitable resultado del movimiento sobre una falla normal lítrica (Hamblin, 1965), despegada dentro de la sección sedimentaria o en el basamento (Bally *et al.*, 1981). El desplazamiento sobre el plano de falla curvo tenderá a generar un hueco (*gap*) entre el alto y el bajo, el cual será llenado por el colapso del alto, ya sea de manera frágil o dúctil. Usualmente, es resultado de una combinación de ambos modos de comportamiento.

En la formación del anticlinal *rollover*, los estratos sufren un adelgazamiento y un alargamiento paralelo a la capa. Una componente de cizalla angular con el desplazamiento de los planos de estratificación (Gibbs, 1983; Williams y Vann, 1987) acompaña frecuentemente este alargamiento provocando familias de fallas. Esta cizalla simple y a menudo inclinada, que provoca un fallamiento sintético y/o antitético distribuido, parece ser el proceso de acomodamiento o colapso del bloque del alto de una falla lítrica (Rowan y Kligfield, 1989).

La geometría del pliegue *rollover* está determinada por la trayectoria de desplazamiento que siguen los diferentes puntos del bloque del alto de la falla, al caer bajo los efectos de la gravedad para descansar sobre el bloque del bajo, y por la geometría de la superficie de la falla maestra. De esta manera, las formas de ambas estructuras, la falla y el *rollover*, pueden ser inferidas geoméricamente, una a partir de la otra indistintamente (Davison, 1986; White *et al.*, 1986; Dula, 1991).

La geometría *rollover* así definida implica la deformación de una secuencia pretectónica, anterior al funcionamiento de la falla. Habitualmente, la forma del *rollover* se refiere como una estructura semigraben, dada su característica forma asimétrica. También se le denomina como un pliegue por flexión de falla extensional (Groshong, 1989), por estar relacionada con la flexión de una falla normal plana a un despegue plano horizontal o a un segmento de falla inferior con un ángulo de inclinación sensiblemente menor que el superior (Xiao y Suppe, 1992) (Fig. 24).

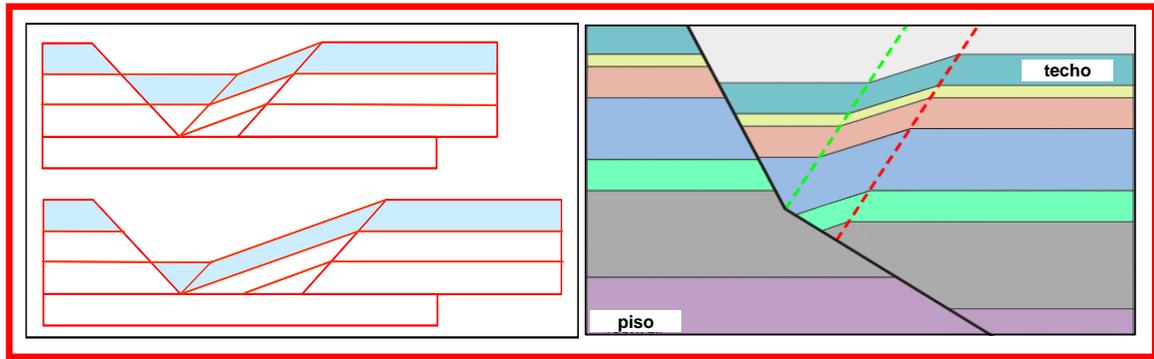


Fig. 24 Estructura semigraben o pliegue por flexión de falla
(mod. de Groshong Jr., 1989 y Xiao y Suppe, 1992)

- Fallas antitéticas-sintéticas

Esta definición para las fallas implica considerar siempre un marco de referencia. Las fallas sintéticas y antitéticas con relación a una falla normal principal o maestra, son aquellas con una dirección de cizalla igual y opuesta, respectivamente, a la de dicha falla (Fig. 20). En un sentido más amplio, son aquellas fallas con un sentido igual y opuesto, respectivamente, a la dirección general de una cizalla impuesta externamente, como pudiera ser el desplazamiento de una cubierta sedimentaria con respecto a su basamento (Mauduit y Brun, 1998).

La función de las fallas sintéticas y antitéticas en el bloque del alto de una falla principal, es la de acomodar la masa de roca deslizante a los cambios en la geometría de deslizamiento de dicha falla principal, sobre todo si los cambios son abruptos (tipo *kink*). Juegan el papel subordinado de fallas de ajustamiento.

La deformación en el bloque del alto de una falla normal maestra o principal, en general, dentro de un marco de cizalla sintética puede tender a provocar el desprendimiento de dicho bloque, ocasionando un cambio en la geometría de la falla maestra, que presenta un echado más alto o que tenga una forma ramificada o divergente hacia la superficie. Dentro de un marco de cizalla antitética, el bloque del alto soporta plegamiento extensional conforme colapsa para rellenar el espacio provocado por la extensión. Cuando en el bloque del alto prevalecen las dos condiciones, cizalla sintética y antitética, un patrón de fallas conjugadas caracteriza su geometría estructural, definiendo una serie de estructuras tipo graben (Fig. 25) denominados de culminación (*keystone grabens*) (Xiao y Suppe, 1992; Mauduit y Brun, 1998), o de colapso crestal (Ellis y McKlay, 1988).

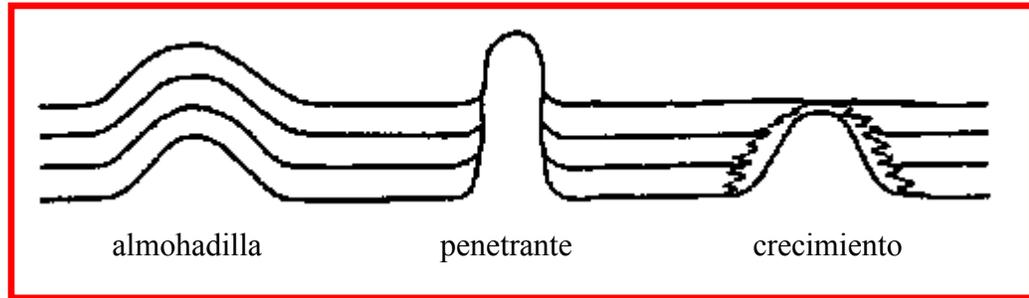


Fig. 26 Tipos de domos de lutita. (mod. de Powley,1999)

- crecimiento – cuando la estructura afecta localmente las facies de depósito de los estratos posteriores

En función de la geometría observada en secciones sísmicas, se ha señalado que los diapiros de lutita se presentan en varios estados de desarrollo que van desde el domamiento hasta el colapso (Haskell *et al.*, 1999).

El grado de bajocompactación de la lutita y de sobrepresurización de los fluidos de poro, implica cuánto ha sido reducida la porosidad con el sepultamiento, lo que depende de la permeabilidad del sistema. Cuando ésta es eficiente, la presión de poro tiende a un gradiente de presión hidrostática; cuando no lo es, entonces se inhibe el escape de agua y la presión de poro resulta ser mayor que la presión hidrostática. De esta manera, unidades de lutita estratiformes, lateralmente extensas y con un espesor suficientemente importante, en donde el escape de agua no es eficiente, se pueden comportar como lutitas móviles.

La tasa de sepultamiento, ya sea por sedimentación o por carga tectónica, tiene una influencia importante sobre la potencial movilidad de la lutita. Si es una tasa relativamente baja, el agua puede escapar aun de rocas de baja permeabilidad y mantener el gradiente de presión hidrostática. Pero si la tasa es relativamente alta, hay una mayor probabilidad de desarrollar condiciones sobrepresionadas (Morley y Guerin, 1996).

La generación extra de fluidos dentro de una unidad de roca durante su sepultamiento, puede provocar también sobrepresurización. Se puede originar agua, por ejemplo,

durante la transición esmectita-illita y con la etapa de generación de hidrocarburos. En el primer caso, el incremento de volumen es relativamente bajo comparado con los efectos de la bajocompactación, pero en el segundo, sobre todo durante la transición aceite-gas, se produce un cambio de volumen importante y puede ser el mecanismo más significativo de sobrepresurización interna.

El incremento de presión puede provocar que las lutitas lleguen a estar altamente fracturadas y estáticas, o bien, que lleguen a ser móviles e isostáticamente inestables. De esta manera, los cuerpos de lutitas estratificadas alcanzarían a convertirse en lutitas móviles a una cierta profundidad, la cual podría estar relacionada con la profundidad de la sobrepresurización provocada por la generación de hidrocarburos. Esta conversión o canibalización de una unidad no móvil en una unidad móvil, no es una característica de la sal (Morley y Guerin, 1996).

Una carga diferencial sobre una lutita móvil, producto de variaciones laterales de masa en la columna estratigráfica sobreyacente, le proporciona a la lutita un comportamiento de flujo plástico bajo el gradiente de presión y la posibilidad de constituir estructuras diapíricas de lutita, y aun la evacuación de lutita, dentro de una cuenca sedimentaria. Se definen tres etapas de crecimiento, en analogía con la sal, para la movilidad de la lutita: reactiva, activa y pasiva.

En la etapa Reactiva, un horizonte de lutitas bajocompactadas responde a una carga o sepultamiento diferencial, producto de sedimentación localizada y/o el movimiento de fallas extensionales. El relieve de la cima de la lutita es ocasionado por el movimiento de fallas extensionales que provocan la subsidencia de una parte de la lutita (Van Rensbergen *et al.*, 1999). Las unidades sobreyacentes en el bloque del alto de la falla se engrosan hacia esta última, mientras que las temporalmente equivalentes que se encuentran en el bloque del bajo de la falla son más delgadas (Fig. 27 a).

En la etapa Activa, las lutitas altamente sobrepresionadas fluyen a través de las unidades sobreyacentes, ya que la presión diferencial excede el esfuerzo horizontal, la resistencia tensil y la presión de poro de estas últimas, las cuales exhiben un adelgazamiento simétrico hacia el diapiro, dando lugar a depocentros de forma sinclinal (Morley y Guerin, 1996). La elevación de la lutita es de manera independiente al movimiento de fallas y tiene lugar sobre todo cuando ya tenía un relieve relativamente importante heredado de la etapa de diapirismo reactivo (Fig. 27 b).

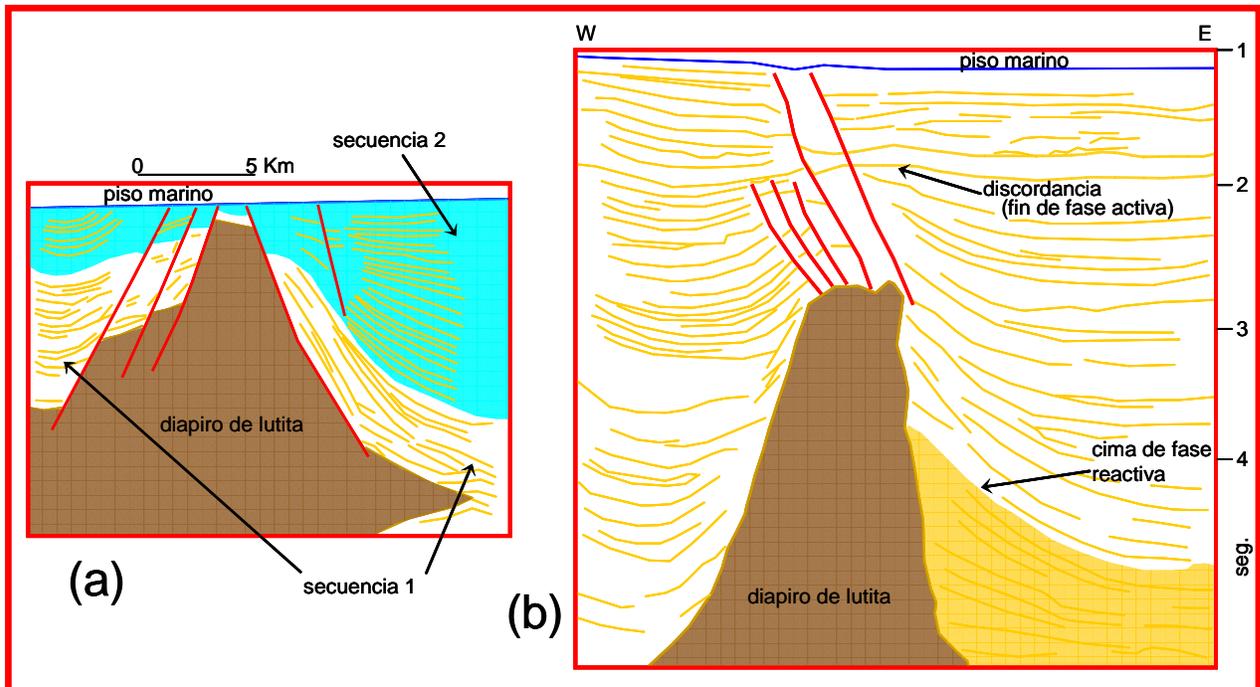


Fig. 27. (a) Diapiro de estado Reactivo, la secuencia 1 se engrosa indicando la actividad de las fallas de crecimiento que limitan el diapiro; (b) Diapiro de estado Reactivo y Activo, se presenta adelgazamiento de las secuencias hacia el diapiro. Ejemplos del Delta del Niger (mod. de Morley y Guerin, 1996).

La lutita móvil penetrante, más que desplazar los materiales encajonantes, los mezcla o asimila dentro de ella (Hovland, *et al.*, 1998), sobre todo si en la composición de ellos existe un porcentaje relativamente alto de lutita. La liberación de fluidos de poro de la lutita móvil o la generación de volumen extra de fluidos de poro en la unidad encajonante, puede inducir el desarrollo de la sobrepresión necesaria para este proceso.

La inyección de lutita dentro de la unidad encajonante ocurriría en la cresta de los diapiros, que es la zona con la profundidad de sepultamiento más somera del sistema sobrepresionado. La inyección es de forma vertical, perpendicular a la dirección de esfuerzo principal mínimo, de tal forma que una densa red de diques de lutita fractura la roca almacenadora. Las lutitas estratificadas, dentro de esta última, son movilizadas y agregadas al volumen de lutita móvil y bloques de areniscas pueden ser arrastrados por el flujo vertical de fluido y lodo y, eventualmente, llegan a ser disgregados.

En la etapa Pasiva, conforme el diapiro se aproxima a la superficie y en la cercanía de ella, los fluidos (agua o gas) allí contenidos pueden escapar más fácilmente, lo que

ocasiona que se desactive la movilidad de la lutita. Entonces, un aparente crecimiento hacia arriba del diapiro se produciría de manera pasiva con el continuo hundimiento de los flancos (empuje descendente, *downbuilding*). En casos muy extremos, se considera que una columna estrecha de lutita móvil puede llegar a alimentar un volcán de lodo en la superficie y aun constituir un diapiro expuesto, marcándose una fase más evidente de depresión o hundimiento de los flancos. Esta etapa sería de una relativamente muy corta duración.

La sobrepresión en la lutita móvil y en la unidad encajonante adyacente, puede ser dispersada o transferida lateralmente si se tienen cuerpos de areniscas relativamente extensos, sustituyendo así el predominante flujo de fluidos vertical inicial. Con la pérdida de fluidos de los diairos de lutita, estos cuerpos pueden permanecer como vestigios dentro de las rocas encajonantes y pueden tender a ser niveles más densos que las rocas circundantes, incluidas unidades de lutitas más jóvenes.

Algunos autores sugieren una cuarta etapa de evolución diapírica de lutita, la cual se denomina Estado de Colapso (Van Rensbergen *et al.*, 1999), donde la pérdida de agua o gas en el diapiro provoca que éste pierda volumen y se colapse, dando lugar al desarrollo de un hundimiento (*sag*) crestal en la cima del domo. Extensión lateral afectando la capa fuente o el mismo diapiro, puede provocar evacuación de material y el colapso, aunque este mecanismo parece ser de menor importancia, dada la probabilidad de que el proceso de canibalización para lutita móvil puede compensar la pérdida. El resultado de todo esto es que se pueden generar fallas circulares, o aun arreglos de fallas conjugadas menores bien desarrollados en las unidades suprayacentes al diapiro.

En una escala más reducida en relación con las estructuras de sal, el diapirismo de lutita puede producir lenguas o napas que yacen aproximadamente en capas paralelas a los estratos sobre e infrayacentes. El emplazamiento superficial de lenguas de lutita parece estar formado de material desplomado, imbricado y retrabajado de diairos de lutita emergente. El emplazamiento de láminas de lutita, dada la pérdida de agua, ocurriría a manera de intrusiones someras tipo *sill*.

La lutita localizada entre dos unidades subparalelas, supra e infrayaciéndola, puede llegar a ser evacuada de esa posición, dando lugar a que éstas se puedan poner en contacto a lo largo de sus superficies de estratificación y definan una relación

discordante la cual constituye una soldadura (*weld*). Se considera que las soldaduras inclinadas o subverticales son poco comunes, dado que con la pérdida de agua que experimentan las lutitas, éstas pasan a ser inmóviles y no son evacuadas al 100% (Morley y Guerin, 1996).

La inyección de sedimentos se puede tener en varios ambientes geológicos, en donde los grandes deltas son los más importantes y estructuralmente complejos, ya que están asociados con una significativa carga de sedimentos sobre gruesas secuencias de lutitas sobrepresionadas inestables. En los ambientes deltaicos, las lutitas de prodelta sobrepresionadas constituyen el substrato para la cuña deltaica progradante, y análogo al comportamiento de la sal, la expulsión de las lutitas desde debajo de esta cuña crea grabens de cima de delta limitados por pares de fallas lítricas de crecimiento, regional y contraregional, esta última ubicándose hacia la parte cercana al frente de delta, la cual pareciera desprenderse sobre el flanco hacia tierra de los diapiros de lutita.

La presencia de tres zonas estructurales se relaciona con márgenes pasivas, con deltas (Doust y Omatsola, 1990) o con cuencas salinas (Rowan *et al.*, 2001), sometidas a procesos de deformación gravitacional con despegue sobre una unidad relativamente plástica. De tierra hacia mar abierto son:

- una depofaja dominada por fallas. Es la zona proximal de extensión y translación echado abajo de la cubierta sedimentaria; un sistema graben de cima de delta;
- una depofaja o protuberancia (*bulge*, McClay *et al.*, 1998) dominada por diapiros; y
- una faja de pliegues y cabalgaduras. Es la zona distal de aguas profundas dominada por una tectónica contraccional que balancea la zona extensional.

Estas zonas pueden variar considerablemente en amplitud (Morley *et al.*, 1998).

Se ha considerado que la presencia de una faja contraccional en la parte distal de un sistema deltaico, sugiere condiciones de confinamiento durante el desarrollo de la deformación, a pesar de que una margen pasiva, morfológicamente, se describa inconfínada. Este confinamiento puede ser dado probablemente por la cima de lutitas sobrepresurizadas. Así mismo, en un evento progradacional continuo con al menos dos etapas o ciclos mayores, se ha sugerido que podría llevarse a cabo la implantación o superposición de un nuevo sistema graben de cima de delta sobre la faja de pliegues y cabalgaduras previa (McClay *et al.*, 1998).

IV.2 Interpretación Estructural del área Arcabuz-Culebra

En el área Arcabuz-Culebra, dados los escasos y aislados afloramientos de las rocas del paquete estratigráfico presente, los rasgos estructurales que la caracterizan son difíciles de definir superficialmente, ya que no tienen una manifestación apreciable. De esta manera, como ya se ha venido mencionando, los diversos estudios realizados en la región se basan en gran parte en la información sísmica del subsuelo; la presente interpretación no es la excepción, ya que se basa en el análisis sismo-estructural de varias secciones sísmicas, principalmente sobre tres de ellas, de las cuales una de éstas se consideró como la sección representativa del área de estudio y la que se tomó como base para la descripción de la interpretación estructural (Figs. 14 y 17).

IV.2.1 Caracterización Geométrica

La disposición espacial de las distintas unidades litoestratigráficas presentes a lo largo de la sección de estudio y las estructuras observadas, permite diferenciar dos zonas o dominios estructurales principales con una distinta arquitectura: un paquete superior que presenta deformación y otro inferior que no la manifiesta aparentemente (Fig. 17). El primero incluye las secuencias cenozoicas paleógenas y el segundo las rocas del basamento y las secuencias mesozoicas.

La zona deformada, que presenta básicamente estructuras de carácter extensivo, se manifiesta sobreyaciendo al paquete de unidades no deformado, prácticamente a lo largo del mismo nivel estratigráfico el cual se interpreta como una superficie de despegue. Esta relación sugiere presente para la región de la sección de estudio, una deformación de tipo despegado o de cobertura (*thin-skinned*), la cual también se denomina como de basamento no involucrado, ya que el basamento o un substrato de una parte o de toda la cubierta sedimentaria no se encuentra involucrado en la deformación (Harding y Lowell, 1979; Bally, 1983; Lowell, 1985; Mandl, 1988; Foster y Beaumont, 1989).

El paquete infrayacente no deformado por extensión se caracteriza en el área de estudio como una estructura homoclinal, donde el basamento y las secuencias mesozoicas, con

un espesor relativamente constante, exhiben un echado regional hacia el oriente, aunque con algunas ligeras ondulaciones. La continuidad de esta estructura homoclinal hacia la parte más oriental de la sección es incierta, ya que está oscurecida por el desarrollo de la estructura diapírica de lutita que no permite visualizar con claridad la parte profunda de este sector de la sección (Fig. 17).

En la parte occidental de la sección, la superficie de despegue (*decollement*) entre los paquetes no deformado y deformado por extensión se define por un nivel continuo representado por la cima de la unidad Cretácico Superior (KS). Hacia la parte oriental es difícil bosquejar la continuidad de este límite, también debido a la presencia del cuerpo de lutita.

Dentro del paquete deformado, sobresale la presencia de una serie de fallas normales de diversas magnitudes, varias de las cuales terminan (enraizan) a profundidad en el nivel de despegue (Fig. 17). Algunas otras aparentan terminar hacia la cima del cuerpo de lutita, aunque esto no es claro porque también parecen penetrar dentro de esta última. Esta arquitectura se considera que caracteriza en el área de estudio una deformación con un estilo estructural de fallas normales despegadas (*sensu* Harding y Lowell, 1979).

Por otro lado, la ocurrencia en la porción oriental de la sección de la unidad Lutita Móvil (LM), con geometría de un cuerpo diapírico de dimensiones importantes, del cual no es clara la definición de su base, sugiere también la presencia en el área de estudio de una deformación con un estilo estructural de estructuras de lutita (*sensu* Harding y Lowell, 1979).

IV.2.2 Estilo Estructural Fallas Normales Despegadas

La deformación con este estilo estructural se manifiesta en toda el área de estudio y se caracteriza por presentar fallas principalmente de geometría lítrica, con una orientación predominantemente perpendicular a la dirección de la sección representativa (W-E; Fig. 14), es decir, de manera general con un rumbo de falla norte-sur, y con una dirección de inclinación principalmente hacia el oriente, sobre todo en las de mayores dimensiones, ya que algunas pocas tienen inclinación al oeste (Fig. 17).

Dado el predominio de los bloques descendentes en dirección al oriente, hacia la cuenca del depocentro del Golfo de México, el sistema de fallas normales despegadas conforma un sistema de tipo sintético, con la presencia en menor proporción de fallas antitéticas. Es común dentro de este sistema observar que se define la unión de varias fallas de menor magnitud o secundarias, con una de mayor magnitud o maestra, lo que origina una geometría con un patrón de fallas ramificadas.

Las relaciones de corte entre las unidades estratigráficas y el sistema de fallas en distintos sectores de la sección, han permitido identificar tres conjuntos o grupos de fallas, los cuales se asocian a tres eventos (etapas) discretos de deformación.

1) En la parte más occidental de la sección, en la zona del pozo CN1, se observa un grupo de dos fallas normales (Fig. 17, color naranja), las cuales se unen hacia abajo en una sola, para terminar sobre la superficie de despegue, en la cima de la unidad Cretácico Superior (KS). Las fallas están afectando exclusivamente a las unidades Wilcox Paleoceno (WP) y Wilcox Eoceno (WE), a las que desplazan sin mostrar variaciones de espesor notables, y se muestran también aparentemente interrumpidas por la discordancia de la base de Recklaw (RE). Las relaciones antes mencionadas permiten considerar que constituyen fallas de tipo post-depositacional que implicarían una edad de fallamiento de Eoceno temprano, post-Wilcox Eoceno (Eoceno temprano) y pre-Recklaw (Eoceno medio).

2) Otro conjunto de fallas normales, el más desarrollado en la sección y ubicado en la zona entre los pozos CN1 y PN1 (Fig. 17, color azul), afecta las unidades desde Paleoceno Midway (PM) hasta Cook Mountain (CM), teniendo como superficie de despegue la cima del Cretácico Superior (KS), en la parte occidental de la sección, y probablemente la cima de la unidad Lutita Móvil (LM), en la parte oriental. Sin embargo, esta última relación no es muy clara debido a la respuesta sísmica de dicha unidad, que en algunos casos sugeriría la prolongación de las fallas penetrando y disipándose en un nivel dentro de ella. Hacia su porción superior, las fallas de este conjunto se encuentran limitadas por la discordancia de la base de la unidad Yegua (YE) del Eoceno tardío.

Algunas de las unidades estratigráficas afectadas por este grupo de fallas normales muestran aumentos de espesor relacionados con el desplazamiento de las fallas, un poco menos evidente hacia la parte occidental de la sección, pero bien marcado en la

porción central en las unidades del Eoceno medio Queen City (QC), Weches (WCh) y probablemente Cook Mountain (CM), aunque ésta última está erosionada en su cima. Las características estructurales y las relaciones estratigráficas mencionadas, permiten calificar a las fallas de este grupo como fallas normales sin-sedimentarias o de crecimiento, cuyo periodo de actividad habría tenido lugar durante la parte media y tardía del Eoceno medio.

3) Un tercer conjunto de fallas normales se manifiesta en la porción oriental de la sección, en la zona adyacente al pozo PN1 (Fig. 17, color rojo), afectando a las unidades estratigráficas relativamente más jóvenes, Yegua (YE), Jackson (JA) y Vicksburg (VI). La falla de mayor dimensión de este conjunto, que se ubica hacia la base del pozo PN1, tiene su superficie de movimiento en la parte superior de la unidad Lutita Móvil (LM) y también limita lateralmente a esta última.

El nivel de despegue de las fallas de este conjunto no es visible dentro de la sección, aunque pudiera ser también la cima de la unidad Cretácico Superior (KS) en una posición más profunda hacia el oriente. Sin embargo, como lo sugieren las fallas más orientales que se observan, cuya inclinación disminuye pasando a ser prácticamente horizontales en una posición relativamente más somera (Fig. 17), el nivel de despegue en la parte oriental de la sección y hacia el oriente del área, bien podría constituirlo un nivel estratigráfico más joven. Las porciones superiores de este conjunto de fallas no se definen con claridad en la sección, aunque bien pudieran llegar a aflorar.

La unidad Jackson (JA) manifiesta incrementos en su espesor asociados con las fallas normales de este conjunto, los cuales se relacionan con la actividad de las mismas. Esta característica califica las fallas normales como de carácter sin-sedimentario o de crecimiento. Su periodo de actividad está relacionado al tiempo de depósito de Jackson (JA), es decir, a la parte terminal del Eoceno tardío y podría extenderse posiblemente a parte del Oligoceno temprano.

Teniendo en cuenta las características de los tres conjuntos de fallas normales, de manera general, se puede señalar que la deformación con un estilo estructural de fallas normales despegadas en el área Arcabuz-Culebra, progresó en su desarrollo en tiempo y en espacio con un sentido hacia el oriente.

IV.2.3 Estilo Estructural Estructuras de Lutita

La deformación con este estilo estructural se presenta en la porción oriental de la sección, en la zona entre el pozo SAS1 y hasta el final de la misma al oriente (Fig. 17). Este estilo se caracteriza por la ocurrencia de un cuerpo de geometría diapírica conformado por la unidad Lutita Móvil (LM). Este cuerpo de lutita, en su parte oriental, se manifiesta como si fuera un cuerpo individual, en el que la geometría diapírica está bien desarrollada, a diferencia de su porción occidental, donde dicha morfología no es muy evidente, aunque se bosquejan cuando menos tres prominencias morfológicas con un relieve estructural menos conspicuo que el de la parte oriental.

Dada la relación geométrica que guarda la estructura diapírica de lutita con los estratos suprayacentes, en donde estos últimos exhiben un arqueamiento o rotación que se ajusta a la forma del cuerpo de lutita, el diapiro se define como del tipo almohadilla (*sensu* Powley, 1999). Aunque en la parte oriental del mismo parecen manifestarse también rasgos de un diapiro del tipo penetrante, ya que dentro de él se observan relictos de estratificación de la base de la unidad sobreyacente, que habría sido asimilada o canibalizada por la Lutita Móvil (LM).

El análisis de las relaciones entre las unidades estratigráficas en las que se imprime o manifiesta la deformación con el estilo estructuras de lutita y del cuerpo diapírico mismo, aunque con ciertas complicaciones, permite hacer algunas inferencias acerca de su desarrollo.

En la sección, como ya se ha mencionado, se observa que las unidades del Eoceno medio Queen City (QC), Weches (WE) y Cook Mountain (CM) presentan un espesor cada vez proporcionalmente mayor en dirección al oriente (Fig. 17), sobre todo en la porción entre los pozos SAS1 y PN1, en donde el incremento es más evidente para las dos primeras unidades, ya que la cima de la tercera unidad está erosionada. Este incremento de espesores se considera relacionado con el funcionamiento de la segunda etapa de fallas de crecimiento, las cuales se extendieron hasta la cima y/o penetraron dentro de la unidad Lutita Móvil (LM), en donde el espacio necesario para el progreso de esta acumulación sedimentaria engrosada sugiere el desarrollo de un depocentro en dicha zona de la sección.

La acumulación de materiales en dicho depocentro, a su vez, se considera que propició el desarrollo de una carga diferencial sobre la unidad LM, y esto, así mismo, que ocasionó la subsidencia o hundimiento diferencial de porciones localizadas de la misma LM, de tal manera que, materiales componentes de esta última unidad comenzaron a adquirir movilidad, lo cual se tradujo en la alteración de la inicial geometría tabular que debió haber guardado el depósito de LM. Este proceso se define como una primera etapa de deformación y diapirismo de lutita en la región Arcabuz-Culebra, la cual se califica como de tipo reactiva (*sensu* Morley y Guerin, 1996) dada la respuesta de la lutita al fallamiento normal y la sobrecarga diferencial, una etapa que habría sucedido entonces durante el Eoceno medio.

Uno de los resultados de la etapa reactiva de deformación de la unidad Lutita Móvil (LM), fue que se desarrollará una mayor sobrepresurización de los fluidos de poro contenidos dentro de LM. Esto pudo provocar que la lutita incrementara todavía más su comportamiento móvil, de tal manera que un movimiento lateral y ascendente de dicha lutita rotara y levantara la secuencia sedimentaria sobreyacente, canibalizando inclusive partes de la porción más basal de ésta última, dando lugar a la conformación de la estructura diapírica localizada hacia la porción oriental de la sección (Fig. 17). Este proceso se define como una etapa activa de deformación de lutita (*sensu* Morley y Guerin, 1996) en la zona, la cual pudo haber ocurrido durante la parte tardía del Eoceno medio.

Es difícil establecer la separación temporal de las mencionadas dos etapas de diapirismo de lutita, por la ausencia de horizontes sedimentarios sindiapíricos en contacto directo con los diapiros.

Por otro lado, hacia la porción más oriental de la sección, en la vecindad del pozo PN1, se interpreta el desarrollo de otra etapa de carga diferencial sobre la unidad Lutita Móvil (LM), producida por la acumulación localizada de un espesor relativamente mayor de sedimentos de las unidades Jackson (JA) y posiblemente Vicksburg (VI), con respecto a la zona inmediatamente adyacente al oeste (Fig. 17). Este cargamiento diferencial se considera que dio lugar a la subsidencia o hundimiento diferencial de la porción oriental de LM en la sección y al desenvolvimiento de un depocentro, el cual aparentemente, debió tener un mayor desarrollo hacia el oriente del área de la sección. Este proceso se describe como una nueva etapa reactiva (*sensu* Morley y Guerin, 1996)

de diapirismo de lutita en la región, la cual habría ocurrido durante el Eoceno tardío–Oligoceno temprano.

De manera general, se puede calificar que la deformación con el estilo de estructuras de lutita que afectó el área Arcabuz-Culebra, también progresó en su desarrollo en tiempo y en espacio con un sentido hacia el oriente.

IV.2.4 Cinemática de la Deformación

El análisis de las relaciones temporales y espaciales de desarrollo de los dos estilos estructurales que caracterizan la deformación de cobertura que afecta el área Arcabuz–Culebra, fallas normales despegadas y estructuras de lutita, sugiere que ambos pudieron estar ligados cinemáticamente en tiempo y en espacio, e inclusive que llegaron a ser complementarios.

La evolución de la deformación despegada en el área de estudio, no se puede conceptualizar como un evento individual o aislado dentro de la cubierta sedimentaria. Su desarrollo cinemático está estrechamente vinculado a la historia sedimentaria de la zona de estudio, de tal manera que es necesario considerar las estructuras resultantes como verdaderos sistemas estructurales sindepositacionales.

Al finalizar el Cretácico Tardío, en la zona de la parte oriental del área Arcabuz-Culebra, se llevó a cabo la acumulación del material arcilloso que dio lugar a la unidad Lutita Móvil (LM) (Fig. 28). Este depósito arcilloso se considera que se produjo bajo la influencia de un ambiente de prodelta, el cual constituía la parte distal de un sistema deltaico que se establecía en la región, cuya planicie deltaica y frente deltaico se desarrollaban hacia el noroeste del área (Fig. 29). Dichas condiciones de sedimentación prevalecieron durante el Paleoceno temprano, incrementando la acumulación de material arcilloso en dicha zona del área de estudio.

Durante el Paleoceno tardío-Eoceno temprano, la progradación del sistema deltaico en una dirección este-sureste alcanza el área Arcabuz-Culebra con la instauración de los ambientes de planicie deltaica y frente deltaico. Esto ocasiona, a su vez, la implantación en la zona de una morfología superficial submarina de tipo plataforma-talud-cuenca, en donde la pendiente desarrollada motivó la presencia de esfuerzos

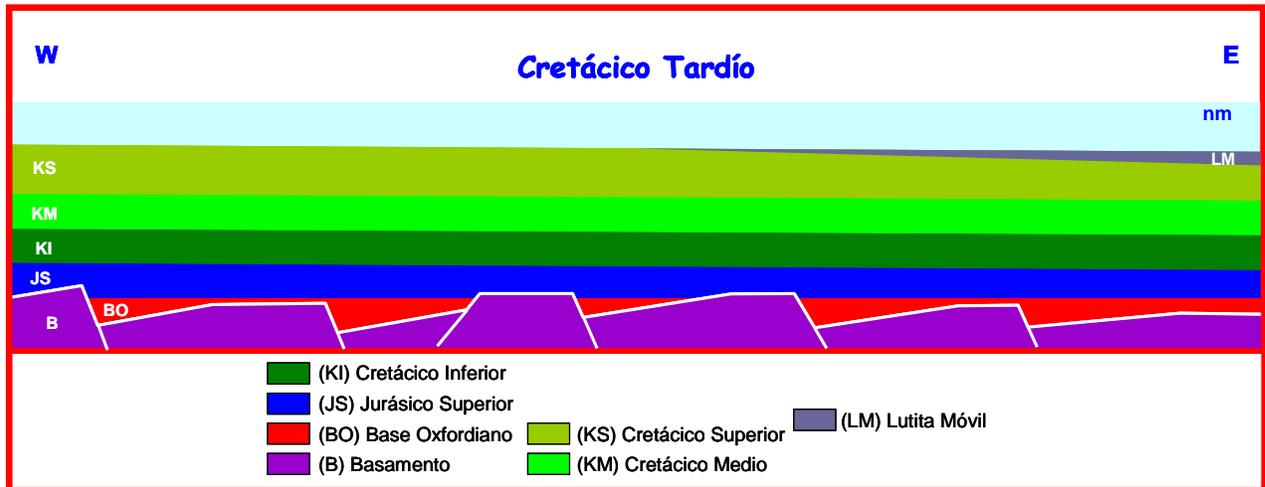


Fig. 28. Sección esquemática de la sección representativa del área Arcabuz-Culebra para el Cretácico Tardío. Se tiene el depósito de un paquete de lutitas de la unidad Lutita Móvil (LM) en la parte oriental del área, como un cambio de facies lateral de la unidad Cretácico Superior (KS). (nm = nivel del mar).

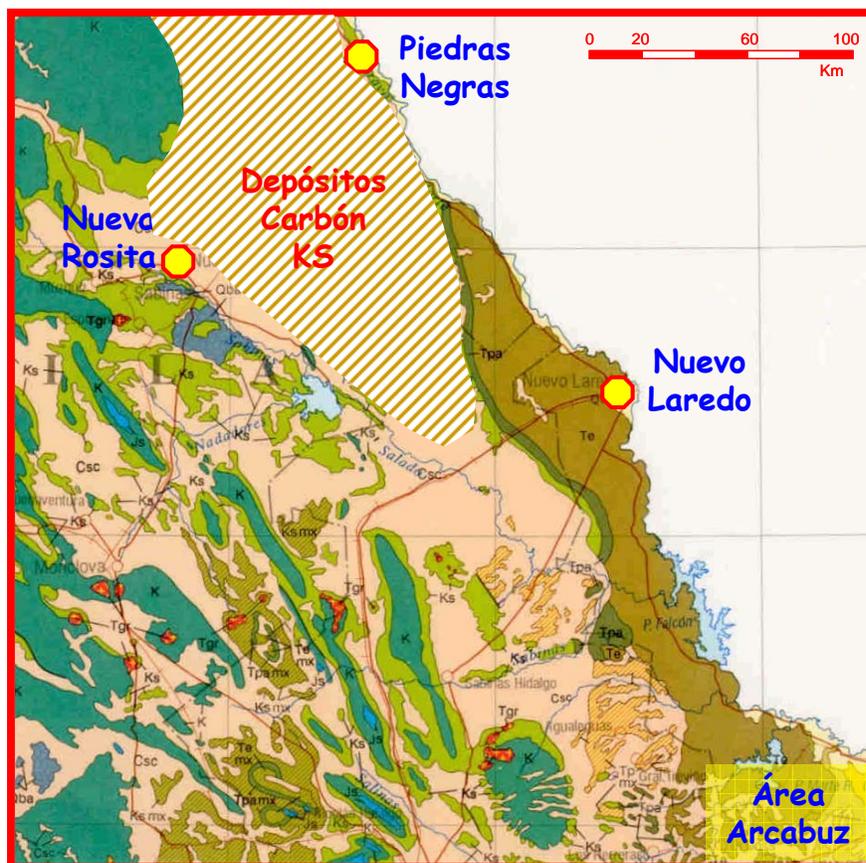


Fig. 29. Ubicación en la porción noreste de la carta geológica de la República Mexicana (1992) de la zona de planicie deltaica con depósitos de carbón del Cretácico Superior al NW del área Arcabuz-Culebra.

extensionales como consecuencia de la gravedad. Por otra parte también, el depósito sedimentario provocó sobrecargas diferenciales distribuidas en zonas localizadas del área.

Dentro de este esquema de referencia, se registra el primer evento de fallamiento normal despegado del área, básicamente sólo hacia la porción occidental (Fig. 30). Éste es aparentemente de tipo postdeposicional, ya que las unidades que afectó no muestran engrosamiento apreciable en su espesor, aunque una discordancia limita la parte superior de dichas unidades (Fig. 17). El despegue de las fallas se lleva a cabo sobre la cima de la unidad Cretácico Superior (KS).

El funcionamiento de las fallas normales sindeposicionales de la segunda etapa de fallamiento en el área, está asociado en tiempo y espacio con el desarrollo de las etapas reactiva y activa del primer evento de diapirismo de lutita. El progreso de un depocentro en el área de la parte central de la sección de estudio fue el resultado de esta interacción, en donde el depósito con un espesor incrementado de las unidades Queen City (QC), Weches (WCh) y Cook Mountain (CM) que se marca en esa zona (Fig. 17), es una respuesta y un detonador, respectivamente, de dichos procesos de deformación durante el Eoceno medio (Fig. 31).

La evolución de la morfología plataforma-talud-cuenca, que cambia de posición continuamente hacia el Este debido a la progradación sedimentaria que se manifiesta durante este tiempo en el área, desarrolla una pendiente en la morfología submarina, la cual pudo motivar parte de los esfuerzos extensionales necesarios para que se produjera el fallamiento normal despegado. Las fallas normales corren sobre la cima de la unidad Cretácico Superior (KS) y probablemente también dentro de un nivel de la unidad Lutita Móvil (LM), con una dirección general de desplazamiento hacia el oriente. El crecimiento de las fallas propició que los depósitos sedimentarios desarrollaran el engrosamiento característico de espesor hacia ellas mismas, revelando así su carácter sinsedimentario.

La carga diferencial que se produjo sobre la unidad Lutita Móvil (LM) provocó el desarrollo de parte de la sobrepresurización necesaria para que la lutita comenzara a manifestar un comportamiento móvil, dando lugar a su deformación y formación de una estructura diapírica en la porción central y oriental del área.

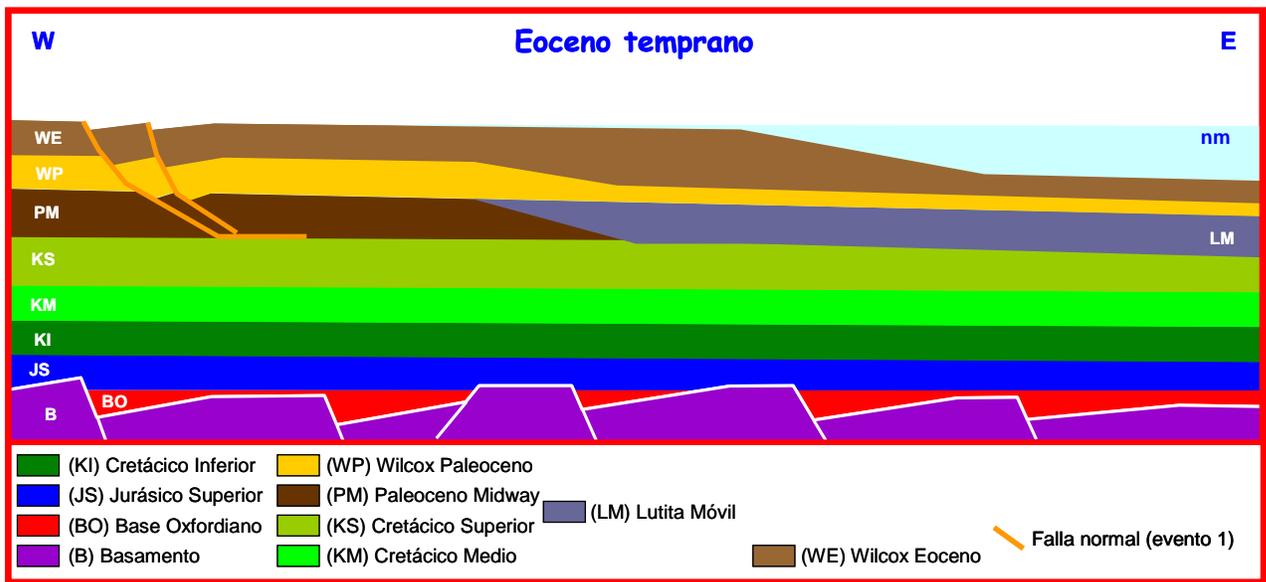


Fig. 30. Sección esquemática de la sección representativa del área Arcabuz-Culebra para el Eoceno temprano. Se tiene el desarrollo de la primera etapa de fallamiento normal de carácter postdeposicional en la porción occidental del área. (nm = nivel del mar).

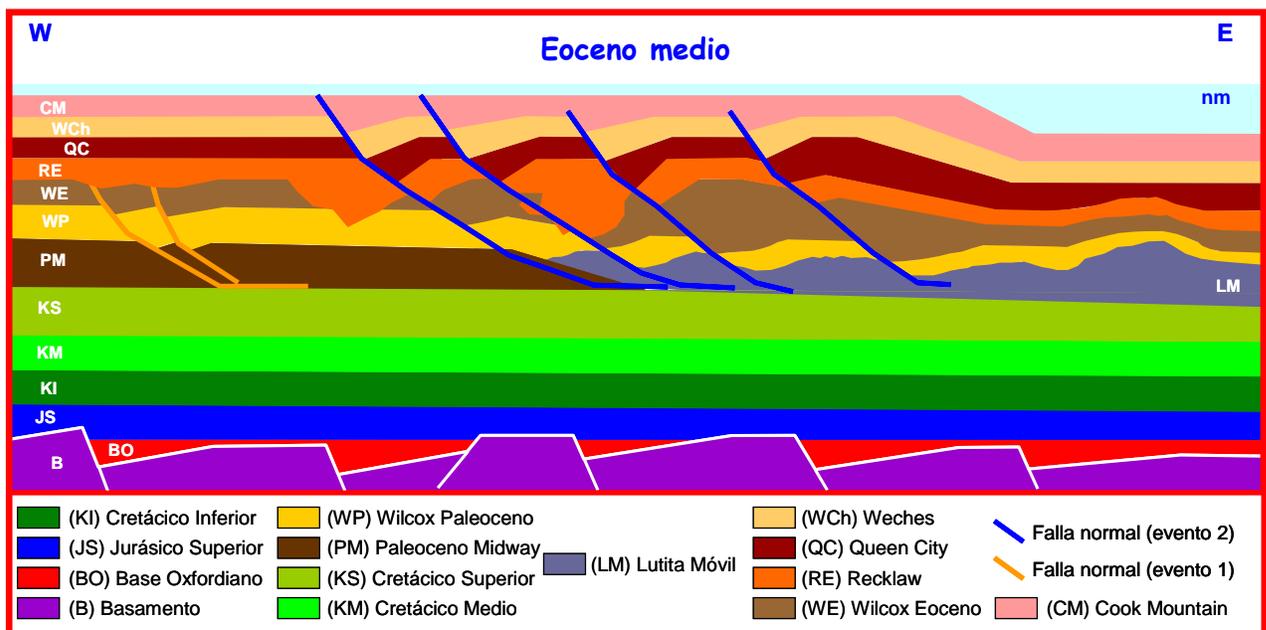


Fig. 31. Sección esquemática de la sección representativa del área Arcabuz-Culebra para el Eoceno medio. Se tiene el desarrollo de la segunda etapa de fallamiento normal de carácter sindeposicional y del primer evento de diapirismo de lutita en la porción central del área. (nm = nivel del mar).

La movilidad de la lutita en LM vino a manifestarse de manera más prominente hacia la parte más oriental de la zona sometida a los efectos de la deformación despegada, ya que los materiales arcillosos en su evacuación al oriente tendieron a acumularse en esa porción, a la salida de la región influenciada por la sobrecarga diferencial, provocando el desarrollo de la estructura diapírica más conspicua.

Las fallas normales de crecimiento de la tercera etapa de fallamiento, desarrollada en la porción más oriental del área de la sección, están vinculadas al progreso de la etapa reactiva del segundo evento de diapirismo de lutita del Eoceno tardío – Oligoceno temprano (Fig. 32), en donde como resultado se tuvo el progreso de un depocentro en el cual se llevó a cabo el depósito con espesores localmente incrementados de las unidades Jackson (JA) y Vicksburg (VI) (Fig. 17).

La carga diferencial provocada por este depósito sólo hacia la porción oriental del área de la sección, provocó la sobrepresurización de este sector de la unidad de Lutita Móvil (LM), con lo que ésta entró en movilidad. Una parte de esta LM fue aquella que había participado en la formación de la estructura diapírica más prominente de la etapa anterior, y otra parte fue de materiales arcillosos que se activaron al ser alcanzados por los efectos de la sobrecarga.

Esta movilidad de lutita permitió en parte el desarrollo del fallamiento normal en la cubierta sedimentaria que la sobreyacía. Otra parte que influyó para dicho fallamiento, fueron los esfuerzos extensionales por gravedad que debieron estar asociados a la pendiente relacionada con la morfología plataforma-talud-cuenca, que dado su proceso progradante, para el Eoceno tardío–Oligoceno temprano se ubicaba cada vez más al oriente.

Después de este tiempo, la actividad tectonosedimentaria se trasladó y se concentró hacia el oriente fuera del área Arcabuz-Culebra, quedando esta última en una etapa de pasividad, la cual continúa hasta el presente.

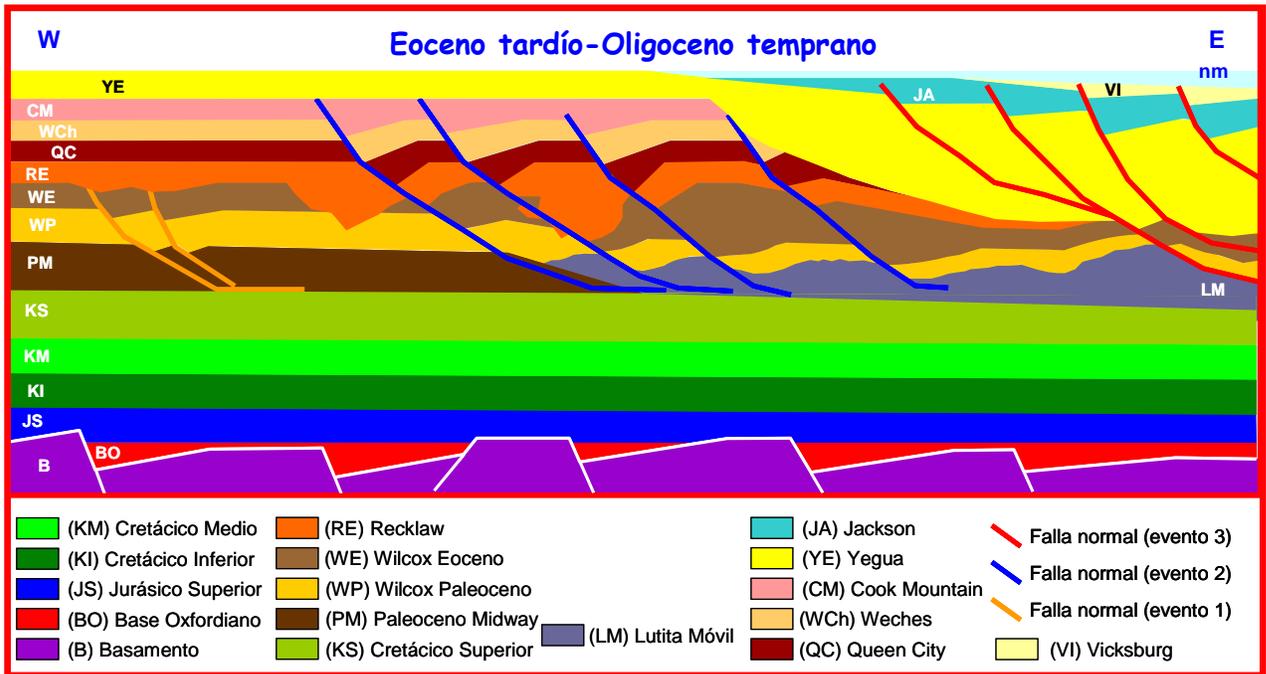


Fig. 32. Sección esquemática de la sección representativa del área Arcabuz-Culebra para el Eoceno tardío – Oligoceno temprano. Se tiene el desarrollo de la tercera etapa de fallamiento normal y del segundo evento de diapirismo de lutita en la porción oriental del área. (nm = nivel del mar).

V. Evolución Tectono-Estratigráfica

En el área Arcabuz-Culebra se manifiesta, de manera evidente, una deformación de carácter distensivo de tipo despegado que afecta a parte de la secuencia estratigráfica allí presente. El análisis estratigráfico y estructural realizado para caracterizar esta deformación, permitió también inferir y caracterizar varios otros procesos e implicaciones geológicas adicionales para dicha área y, por ende, para la región en la que ésta se encuentra. El evento de deformación mencionado, por ejemplo, no fue un acontecimiento geológico estructural aislado, sino que su progreso estuvo estrechamente vinculado a la historia sedimentaria contemporánea (sintectónica) que se desarrolló en el área, de tal manera que su evolución puede ser visualizada bajo el esquema de un complejo sistema estructural sindeposicional.

Los varios sucesos tectonoestratigráficos aquí interpretados, incluido el evento tectonosedimentario antes mencionado, desde un punto de vista de una escala regional, se pueden relacionar con la evolución de una parte de la actual zona occidental del Golfo de México.

A continuación, con base en el análisis e integración de la información geológica y geofísica presentada en los capítulos precedentes, se expone un modelo conceptual de evolución tectono-estratigráfica para la región del área Arcabuz-Culebra de la Cuenca de Burgos, como una porción del noreste de México.

V.1 Pre-Jurásico Tardío

Las rocas metamórficas e intrusivas graníticas del basamento de la cubierta sedimentaria de la región del área Arcabuz-Culebra, composicionalmente, corresponden con un basamento de tipo continental, de carácter heterogéneo y de compleja estructuración. Estas rocas se han considerado relacionadas genéticamente con aquellas de la Faja Orogénica Ouachita del Paleozoico Tardío de Norteamérica en su continuación dentro del noreste de México, ya sea como parte de la zona interna (Denison *et al.*, 1971; Pérez, 1992), o también como parte de terrenos cabalgados sobre

Norteamérica (Handschy *et al.*, 1987). Evolutivamente se han asociado a una compleja historia pre-Mesozoica de fragmentación y colisión desarrollada en la margen suroriental de Norteamérica, que tuvo como resultado final la conformación de Pangea (Pindell, 1985; Morán, 1986; Ortiz *et al.*, 1992; Goldhammer y Johnson, 2001).

Durante el Mesozoico temprano, después de estar expuestas a una importante etapa de denudación, estas rocas y la región de estudio se vieron involucradas en el desarrollo de un nuevo proceso tectónico, ahora de divergencia de placas tectónicas, relacionado con la fragmentación de Pangea. Durante este evento, las rocas ígneas y metamórficas antes mencionadas pasaron a formar parte del basamento de una gran cuenca sedimentaria de margen divergente, definida actualmente como la Cuenca del Golfo de México. Como parte de este proceso divergente, la región participó de una primera fase de fragmentación continental (etapa *rift*), una etapa de extensión en la que el estiramiento y adelgazamiento cortical que afectó la zona fue acomodado mediante fallamiento normal. Este proceso dio lugar al desarrollo de una serie de bloques regionales estructuralmente diferenciales, definidos como una sucesión de altos y bajos de basamento, que se caracteriza como una morfología conformada por una serie de bloques corticales con una geometría de *horsts* y *grabens* y/o de *semigrabens* (*half-grabens*).

La edad específica y la duración de este evento de extensión cortical no se conocen con claridad por lo que no se han establecido de manera concreta. Se le ha relacionado estrechamente con el periodo de depósito de la unidad de Lechos Rojos, la cual se acumuló en las depresiones o cuencas asociadas a los bajos de basamento como un depósito de carácter *sin-rift*. De esta manera, dado que la edad de los Lechos Rojos en la región se ha considerado como del Triásico Tardío-Jurásico Medio (Mixon *et al.*, 1959; Rueda *et al.*, 1993; Clark y Hopson, 1985; Clark *et al.*, 1994; Reynoso, 1996; Fastovsky *et al.*, 2005), éste sería el rango de edad de dicho evento de extensión, lo que implicaría un lapso de tiempo de alrededor de 50 Ma para el desarrollo de dicha etapa *rift*.

Como resultado de este evento extensivo, varios elementos tectonoestructurales mayores se han reconocido para la región del área Arcabuz-Culebra en el noreste de México: Plataforma Burro-Picachos - Arco de Tamaulipas, Cuenca de Sabinas, Isla (Bloque) de Coahuila, Cuenca Mesozoica del Centro de México y Plataforma Valles-San Luis Potosí (Fig. 33), elementos que se ha considerado influyeron de manera

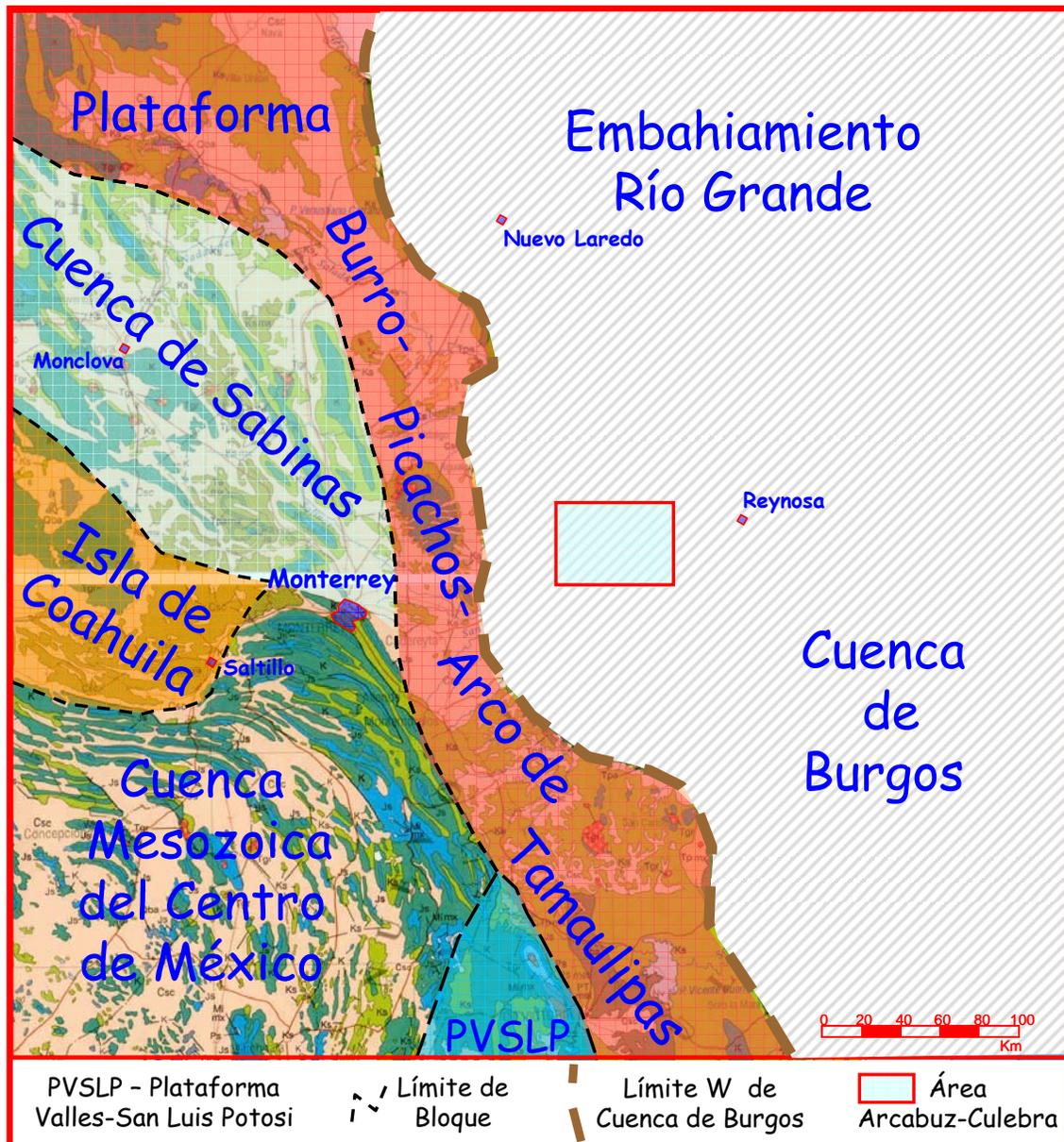


Fig. 33 Elementos estructurales mesozoicos mayores y la Cuenca de Burgos-Embajamiento Río Grande (zona achurada) del cenozoico en el mapa geológico del noreste de México. Estos últimos se sobrepone y enmascaran la continuidad hacia el oriente de los elementos mesozoicos. La región al occidente de la zona de la Plataforma Burro-Picachos – Arco de Tamaulipas presenta deformación de acortamiento por la Orogenia Laramide.

importante y controlaron la depositación de la columna sedimentaria mesozoica de esta parte de México.

Los límites de los bloques de basamento se relacionan con fallas normales principalmente, aunque algunos de ellos han sido caracterizados como fallas de desplazamiento lateral izquierdo contemporáneas, como son las Fallas San Marcos y La Babia que limitan los bloques Coahuila y del Burro, respectivamente (Fig. 34), las cuales incluso se han relacionado con rasgos transcurrentes intracontinentales mayores (Charleston, 1981; McKee *et al.*, 1984). Padilla (1986) señala estos rasgos como los lineamientos Boquillas-Sabinas y Sierra Mojada-China, respectivamente, los cuales consideró que al inicio funcionaron como fallas normales y que posteriormente fueron reactivadas durante la deformación Laramide como fallas laterales sinestrales.

La zona ubicada hacia el oriente del elemento Picachos-Tamaulipas, se ha considerado que constituyó una región estructuralmente baja o una cuenca, la cual se ha referido de manera general como Golfo de México Ancestral (González, 1976; Pérez, 1992) (Fig. 34). El desarrollo y superposición en esta zona de otros eventos tectonosedimentarios más jóvenes (*e.g.* la Cuenca de Burgos; Fig. 33), han enmascarado la geometría original de este elemento estructural mesozoico, y por ende, la definición de la continuidad o de las variaciones del marco estructural regional extensivo hacia la zona de la porción central del Golfo de México actual.

El área Arcabuz-Culebra, dentro del esquema de los elementos tectonoestructurales mesozoicos antes mencionado, se encuentra ubicada sobre la margen oriental del bloque Plataforma Burro-Picachos – Arco de Tamaulipas (PBAT), también referida como Paleopenínsula de Tamaulipas, y/o bien, sobre la margen occidental del bloque Golfo de México Ancestral (GMA) (Figs. 33 y 34).

La secuencia de Lechos Rojos constituyó el primer evento sedimentario en la zona de estudio (Base Oxfordiano, BO). Es un depósito clástico de ambiente continental acumulado sobre el basamento metamórfico distendido y adelgazado, el cual dio lugar al desarrollo de una primera nivelación de la paleotopografía existente, pero en donde pudieron haber quedado todavía algunos remanentes de altos sin acumular sedimentos (Fig. 35).

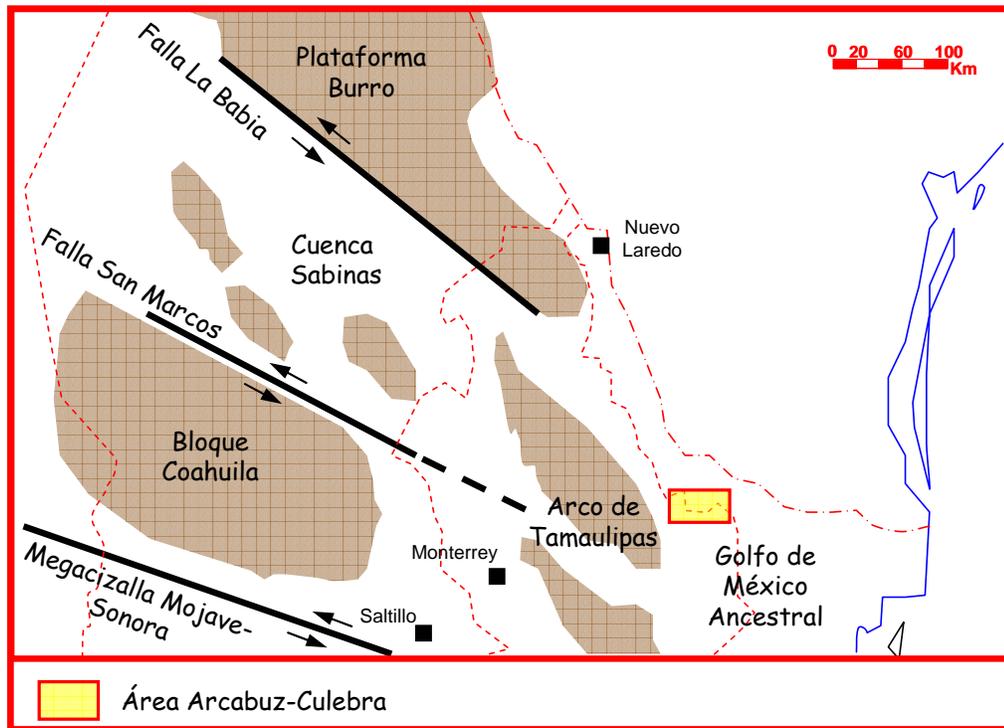


Fig. 34 Lineamientos regionales mesozoicos en el noreste de México (mod. de Goldhammer y Johnson, 2001).

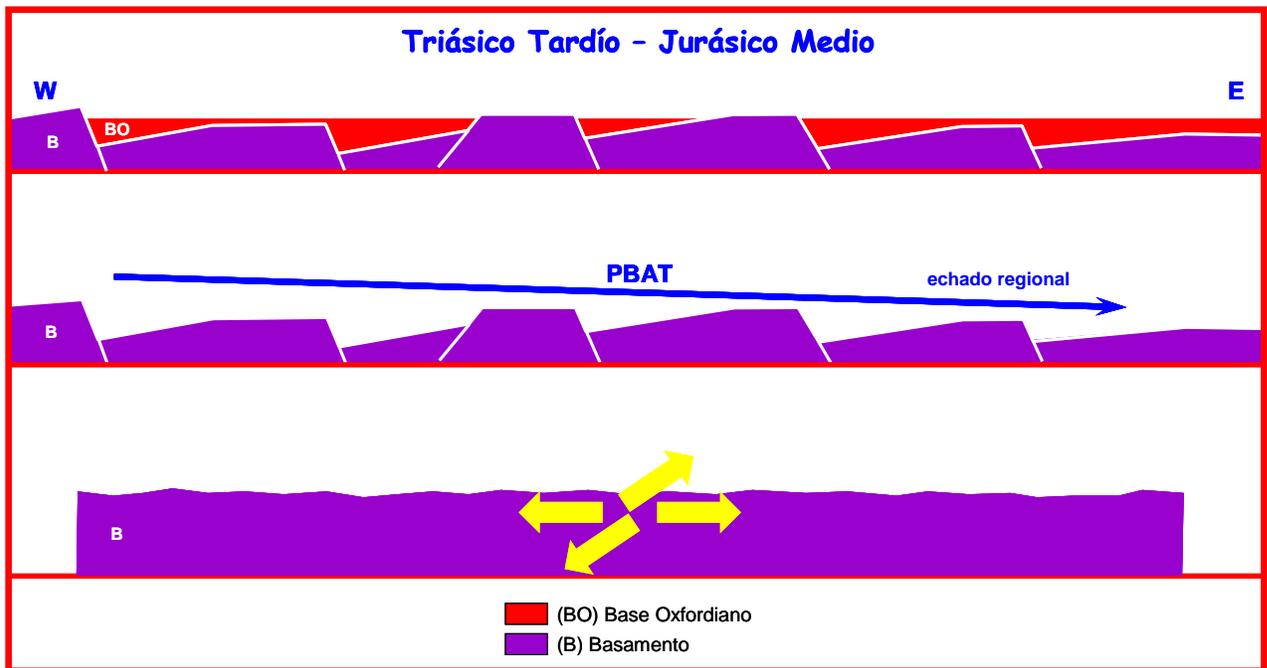


Fig. 35 Sección esquemática de evolución de la sección representativa del área Arcabuz-Culebra para el Triásico Tardío-Jurásico Medio. El basamento (B) distendido por extensión resulta con una morfología de bloques, en donde el área Arcabuz-Culebra se ubica sobre un bloque alto regional (PBAT, Plataforma Burro-Picachos – Arco de Tamaulipas), subdividido también en bloques, pero con una pendiente general hacia el oriente. Los Lechos rojos (BO) se acumularon en el área de estudio durante el Calloviano (?).

En la región del área de estudio, el depósito de rocas terrígenas se ha encontrado con un espesor muy delgado en los pozos que lo han perforado, alrededor de 60 m, en comparación con los más de 1 000 m con que se ha visto en otras localidades al sur (Fig. 10). También, en la región del área de estudio, las columnas de los pozos han señalado que dicho depósito guarda una relación vertical aparentemente gradacional con el desarrollo de los sedimentos evaporítico-carbonatados parcialmente terrígenos oxfordianos que le suprayacen. Estas dos particularidades mencionadas, sugieren que en el área de estudio la unidad de Lechos Rojos (Base del Oxfordiano (BO), Fig. 35) pudo haberse depositado posiblemente sólo hasta la parte final del Jurásico Medio (Calloviano), o aun en los inicios del Oxfordiano mismo.

Lo anterior implicaría que la zona del área Arcabuz-Culebra, durante la mayor parte del tiempo de la etapa *rift*, debió continuar estando sometida a erosión, siendo una fuente de aporte de sedimentos sobre todo hacia el sur y posiblemente al oriente (?). De esta manera, se considera que la zona de estudio se ubica más bien sobre el bloque alto regional Plataforma Burro-Picachos – Arco de Tamaulipas (PBAT), que sobre el bloque bajo regional Golfo de México Ancestral (GMA). Así, PBAT se considera se distribuye en sentido W-E (actual) hasta un poco más al oriente del área Arcabuz-Culebra, hacia donde estaría posicionado su límite con el bloque GMA (Fig. 36), actualmente encubierto también por el desarrollo de la Cuenca de Burgos.

El hecho de que sobre la parte occidental del bloque regional PBAT, al oeste del área Arcabuz-Culebra, se manifieste la ausencia de lechos rojos (Fig. 10), como lo indican los pozos, sugiere que una probable disposición inicial de la parte superficial de dicho bloque, aun cuando estaba subdividido en bloques más pequeños, bien pudo estar definida con una suave inclinación general hacia el oriente (Fig. 35).

Los bloques mayores regionales adyacentes al occidente y oriente del bloque PBAT, los cuales constituyeron los bajos relativos a este último, se dispusieron como áreas de depósito de sedimentos evaporíticos de edad calloviana (Fig. 36), yesos y halita en el bloque oeste y halita en el bloque este. Estos depósitos estuvieron estrechamente relacionados a la acumulación de las rocas clásticas en gruesos espesores de los lechos rojos (Fig. 12). En el bloque bajo regional occidental, los depósitos evaporíticos parecen haber tenido una variación lateral hacia las áreas de acumulación de los lechos rojos, pero también una parte de estos últimos, serían más antiguos y podrían estar

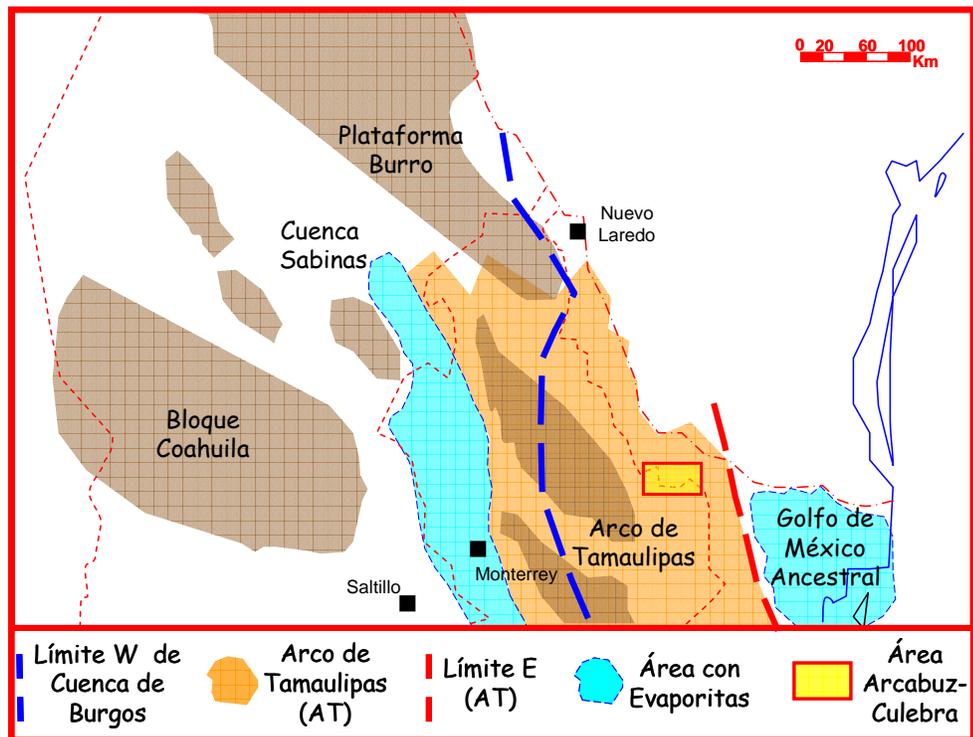


Fig. 36. Área de distribución probable actual del Bloque Plataforma Burro-Picachos – Arco de Tamaulipas (PBAT) en el noreste de México.

subyaciendo los depósitos evaporíticos. En el bloque bajo regional oriental (GMA), de la misma manera, se debió haber tenido el depósito de un importante volumen de evaporitas durante el Calloviano, así como algunos depósitos contemporáneos, y también más antiguos de lechos rojos. De hecho, hacia la porción oriental de esta última zona, en la región de la Faja Perdido (Fig. 2), se han interpretado sísmicamente la presencia de horizontes de sal, relacionados con rasgos estructurales de tipo graben y semigraben conteniendo depósitos de lechos rojos (Trudgill *et al.*, 1999).

En la actualidad, en las zonas de los dos bloques bajos regionales mencionados (Fig. 36), parte de los materiales evaporíticos no se manifiestan en su disposición original, sino con evidencias de haber experimentado movimiento y deformación.

A la finalización de los depósitos del Calloviano-Oxfordiano, la zona del bloque bajo regional occidental y la zona de PBAT, prácticamente, se habría nivelado la

paleotopografía pre-existente, constituyendo un área de morfología relativamente plana con una suave inclinación hacia el oriente, en dirección a la zona del bloque GMA. Por otro lado, hacia el oeste de la región del área Arcabuz-Culebra, el bloque Coahuila todavía permaneció emergido (Fig. 36).

V.2 Jurásico Tardío

Durante el Jurásico Tardío, la evolución del proceso divergente relacionado con la fragmentación de Pangea continuó progresando en la región de la actual Cuenca del Golfo de México. El grado de estiramiento y adelgazamiento alcanzado en una porción localizada de la corteza continental, hacia el área del centro del Golfo de México actual, dio lugar al rompimiento y separación de ésta, con la generación y expansión de corteza oceánica en esa área, caracterizándose con esto, el desarrollo de la segunda fase evolutiva de un límite de placas tectónicas divergente, esto es, la fase de deriva (etapa *drift*).

La edad específica de esta etapa también ha sido motivo de controversia. Se le ha marcado con un corto intervalo de tiempo a los inicios del Jurásico Tardío, también que durante el Jurásico Tardío, así como del Jurásico más Tardío al Cretácico más Temprano (Pindell, 1985; Salvador, 1987, 1991; Dunbar y Sawyer, 1987; Ross y Scotese, 1988; Sawyer *et al.*, 1991; Marton y Buffler, 1993, Weimer *et al.*, 1998; Pindell y Kennan, 2001). Independientemente del intervalo de tiempo de dicha fase de deriva de la región de la Cuenca del Golfo de México, ésta cesó y no progresó, con lo que la totalidad de la zona, incluidas las áreas de corteza transicional y corteza oceánica recién formadas, pasó a conformar una margen divergente compuesta, perteneciente a la Placa Norteamericana en relación a su separación o deriva relativa con la Placa Suramericana (Fig. 37).

Dentro de este marco de referencia de un modelo de evolución *rift-drift*, la región del área Arcabuz-Culebra durante la fase de deriva se habría localizado fuera de la zona con propiamente intensa actividad tectónica, formando parte de la zona de corteza continental adelgazada o transicional. Esta última ha sido subdividida en dos zonas, una parte gruesa y otra delgada (Sawyer *et al.*, 1991), en donde la región de estudio se ubicaría prácticamente hacia el límite entre dos últimas zonas (Fig. 38). En el mapa de configuración del factor de extensión-adelgazamiento (β) relacionado con el proceso de

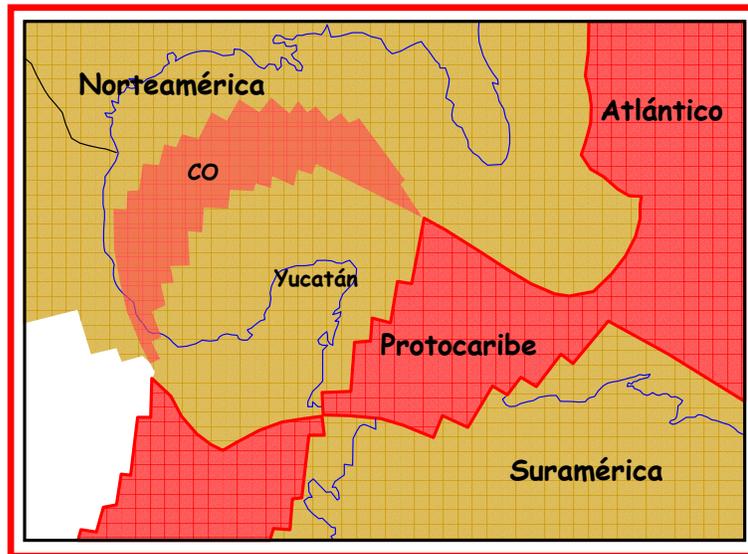


Fig. 37. Márgenes divergentes de Norteamérica y Suramérica al tiempo de cese de generación de corteza oceánica (CO) dentro del área de la primera (zona del Golfo de México actual). Norteamérica resulta una margen divergente compuesta (mod. Ross y Scotese, 1988 y Pindell y Kennan, 2001).

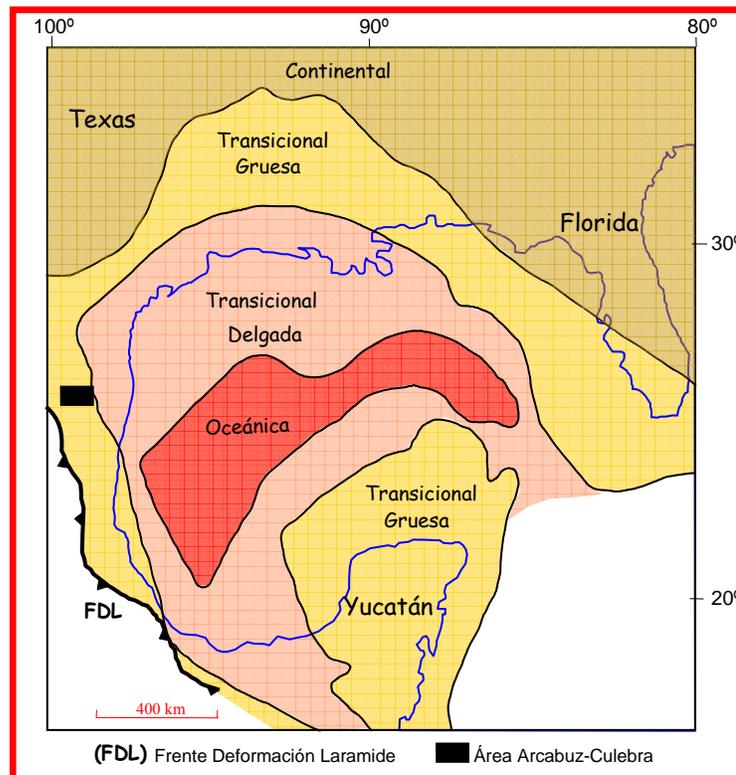


Fig. 38. Esquema de distribución de los tipos de corteza en el área del Golfo de México resultantes del proceso *rift-drift* Triásico-Jurásico relacionados con la formación de la Cuenca del Golfo de México. La región del área Arcabuz-Culebra se ubica en la zona limitrofe de corteza transicional gruesa y delgada (mod. Sawyer *et al.* 1991 y Marton y Buffler, 1993).

formación de la Cuenca del Golfo de México por estiramiento (Sawyer *et al.*, 1991), la región del área Arcabuz-Culebra se ubica en la zona de valores de 2, lo que implica una zona con un incremento del área superficial a casi el doble de la original, por un lado, y por otro, un adelgazamiento de la corteza a la mitad del espesor original.

La subsidencia de la región del área Arcabuz-Culebra durante la fase de deriva (*drift*), pasó de una etapa de subsidencia por estiramiento (durante la fase *rift*), a la etapa de subsidencia termotéctónica, la cual se consolidó aún más con la detención de dicha fase de deriva y la constitución de la región en una margen divergente pasiva.

Durante el Jurásico Tardío, bajo las condiciones tectónicas antes descritas, en el área Arcabuz-Culebra se llevó a cabo el desarrollo del segundo evento de depósito mayor (Jurásico Superior (JS), Fig. 39), de forma aparentemente continua con el primer evento (lechos rojos y evaporizas, BO). Este segundo evento implicó la implantación de condiciones ambientales marinas en la zona, producto del progreso de un proceso transgresivo de carácter regional que se manifestó en la mayor parte del actual oriente de México. Dichas condiciones marinas pasaron primero por el desarrollo de una etapa de ambientes someros restringidos con una sedimentación evaporítica y carbonatada, que después progresaron paulatinamente hasta la instauración de ambientes relativamente más profundos de plataforma externa, caracterizados por una sedimentación terrígeno-carbonatada.

Este segundo evento de depósito en el área de estudio se marca como un horizonte netamente nivelador de la paleotopografía existente en ese tiempo, cuando casi toda la región, con excepción de los bloques Coahuila y Valles-San Luis Potosí, se encontró bajo condiciones subacuosas. La morfología resultante en la zona con este depósito fue la de una superficie sensiblemente plana, tal vez con una suave inclinación general hacia el oriente (Fig. 39).

V.3 Cretácico

Aun cuando algunos autores consideran que la fase de apertura de la Cuenca del Golfo de México se completó hasta el Cretácico Temprano (Berrasiano–Valanginiano) (ej. Goldhammer y Johnson, 2001; Pindell y Kennan, 2001), durante este tiempo en la

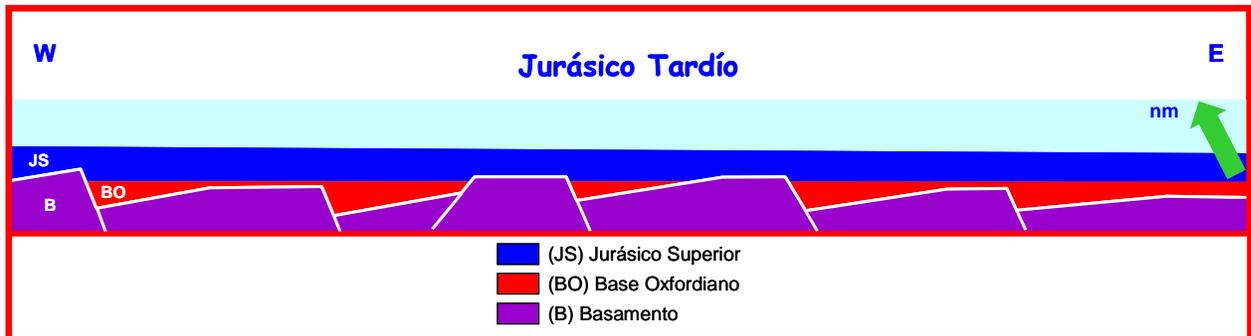


Fig. 39. Sección esquemática de evolución de la sección representativa del área Arcabuz-Culebra para el Jurásico Tardío. Se deposita la unidad Jurásico Superior (JS) bajo el desarrollo de un proceso transgresivo regional. La flecha representa el incremento del espesor del tirante del agua en la zona y el paso de ambientes marinos someros a plataforma externa. (nm = nivel del mar).

región del área Arcabuz-Culebra ya se experimentaba el desarrollo de una subsidencia por enfriamiento cortical propio de una margen pasiva (subsidencia termotéctica).

De esta manera, dentro de este periodo de estabilidad tectónica, durante el Cretácico Temprano-medio (Berrasiano-Cenomaniano) continuaron prevaleciendo en la región las condiciones ambientales de depósito de plataforma externa (o talud)-cuenca, alcanzadas a la finalización del Jurásico. Dichas condiciones todavía se incrementaron en profundidad durante este tiempo cuando, con el progreso del proceso transgresivo regional, la totalidad de la región del noreste de México fue cubierta por las aguas marinas, incluidos los bloques Coahuila y Valles-San Luis Potosí, en donde se dio lugar al desarrollo de extensas áreas de plataforma.

Dentro de este marco de referencia, en el área Arcabuz-Culebra durante el Berrasiano-Cenomaniano, bajo la continuación de un esquema morfológico de una superficie sensiblemente plana con una suave inclinación general hacia el oriente, se produjo el evento de depósito caracterizado por una sedimentación dominada por materiales carbonatados finos, básicamente de lodos calcáreos, el cual dio lugar a las formaciones Tamaulipas Inferior y Tamaulipas Superior de las unidades Cretácico Inferior y Cretácico Medio (KI-KM, Fig. 40).

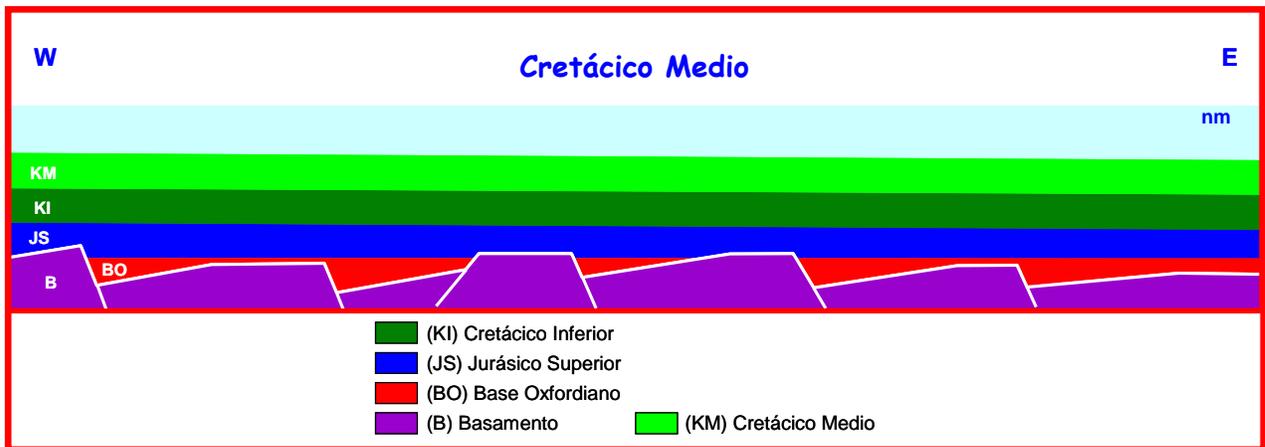


Fig. 40. Sección esquemática de evolución de la sección representativa del área Arcabuz-Culebra para el Cretácico Medio. Se depositan las unidades de lodos finos calcáreos de las formaciones Tamaulipas Inferior y Tamaulipas Superior de las unidades Cretácico Inferior (KI) y Cretácico Medio (KM). (nm = nivel del mar).

Para el Cretácico Tardío (Turoniano-Maestrichtiano) se considera que en el área continuó prevaleciendo el mismo marco de referencia ambiental y morfológico desarrollado durante el Cretácico Temprano. Sin embargo, hubo un importante cambio en el carácter del depósito que se desarrolló, ya que la sedimentación carbonatada fina se vio influenciada por la presencia y acumulación de material terrígeno arcilloso. Dicha influencia fue incrementándose de manera paulatina en la zona, reduciendo de manera considerable la proporción de los materiales carbonatados, dando lugar a la acumulación de calizas arcillosas y culminando con el depósito de margas (unidad Cretácico Superior (KS), Fig. 28). La presencia de dicho material terrígeno en el área se asocia a la influencia de regiones positivas (subaéreas) localizadas al oeste de la región de estudio, las cuales debido a su emersión y/o a un incremento de elevación relativa, aportaron material clástico hacia las zonas orientales.

Hacia la parte final de este evento de depósito, durante el Campaniano-Maestrichtiano, el tiempo de acumulación de la Formación Méndez, se interpreta que en el área

Arcabuz-Culebra hubo un aporte localizado de materiales arcillosos, que ocasionaron una variación lateral o cambio de facies en la sedimentación que se desarrollaba. En la zona oriental del área se tuvieron condiciones en las que prevaleció la acumulación de arcillas de la unidad Lutita Móvil (LM), la parte inferior, mientras que en la zona occidental continuó la combinación terrígeno-calcárea de la unidad Cretácico Superior (KS) (Fig. 28). Esta sedimentación localizada de material arcilloso se considera que, pudo ser producto de la influencia de un aporte clástico fino distal proveniente desde una fuente ubicada al noroeste del área. De tal forma que, este depósito se relaciona con una acumulación en un ambiente de prodelta de un sistema deltaico, probablemente del tipo controlado por corrientes, que se desarrollaba hacia dicha parte noroeste del área (Fig. 29).

De hecho, durante el Campaniano-Maestrichtiano, al occidente del área Arcabuz Culebra, se ha definido el desarrollo de una línea de costa con una dirección general norte-sur (Padilla, 1986; Shol *et al.*, 1991; Salvador, 1991; Goldhammer y Johnson, 2001), asociada a la emersión o incremento de levantamiento de regiones positivas (subáreas), la cual fue cambiando paulatinamente de posición ocupando una zona cada vez más oriental (Fig. 41). La implementación de dichas zonas positivas occidentales se considera relacionada con el desarrollo de un evento de deformación de acortamiento en esas regiones occidentales, el cual ocasionó el plegamiento y/o cabalgamiento de las rocas allí presentes. Este evento ha sido referido como la deformación u orogenia Laramide por numerosos autores (ej. Tardy *et al.*, 1974; Padilla, 1986; Marrett y Aranda, 1999; Eguiluz *et al.*, 2000), debido a que constituye una faja o cinturón de deformación de dimensiones regionalmente importantes en México, coincidente en estilo estructural y edad con la faja conformada por la Orogenia Laramide en el Cinturón Cordillerano de Norteamérica, aunque de Cserna (1960) denominó a este evento de deformación como Orogenia Hidalgoense.

La faja de deformación Laramide en el noreste de México corresponde con un sector de la Sierra Madre Oriental que se caracteriza, predominantemente, por extensos pliegues isoclinales apretados de gran amplitud de onda, doblemente buzantes, asociados con algunas cabalgaduras (Eguiluz *et al.*, 2000; Gray *et al.*, 2001). El límite oriental de esta faja se marca, de manera superficial, hasta los alrededores del borde occidental del Arco de Tamaulipas (PBAT), en las inmediaciones de la región de Monterrey, al occidente de la Cuenca de Burgos y del área Arcabuz-Culebra (Fig. 33). En el subsuelo esta faja deformada parece extenderse un poco más al oriente, incluyendo parte de la

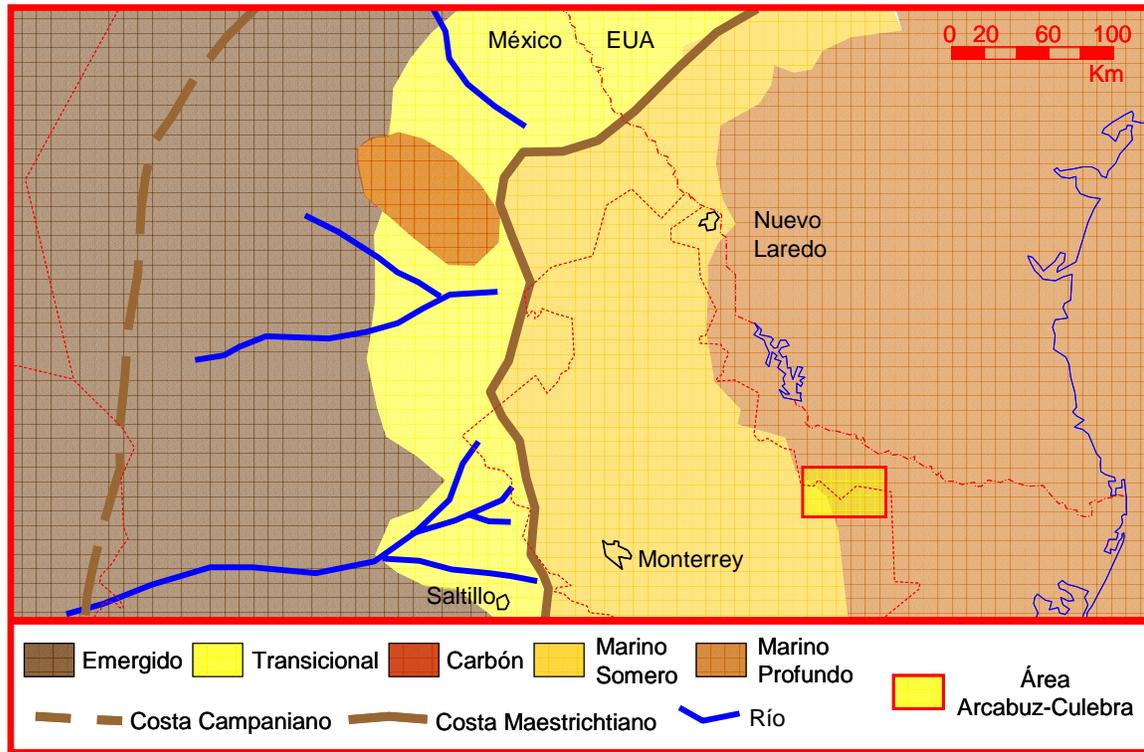


Fig. 41. Posicionamiento de línea de costa y la paleogeografía asociada en el noreste de México para el Maestrichtiano. La línea de costa, respecto a la posición para el Campaniano, experimentó una paulatina migración hacia el oriente por el levantamiento de las regiones occidentales (mod. de Padilla 1986; Shol *et al.*, 1991; Salvador, 1991b; Goldhammer y Johnson, 2001).

zona de PBAT, pero donde ya se manifiesta de manera relativamente más atenuada, ya que allí se describen sólo algunos pliegues amplios (Higueras, Picachos y Papagayos) asociados con algunas fallas inversas.

Las rocas involucradas en las estructuras de acortamiento de la faja de deformación Laramide en la zona de las inmediaciones de Monterrey, son básicamente las rocas mesozoicas y, en algunas ocasiones, las rocas del basamento, las cuales formaron parte principalmente de la Cuenca Mesozoica del Centro de México (Fig. 33). Rocas más jóvenes (paleocénicas-eocénicas) de la zona de la Cuenca de Burgos, no se manifiestan

en estas estructuras de acortamiento, indicando que no participaron de dicha deformación. Lo anterior sugiere que la edad culminante de la deformación laramídica en esta región de Monterrey es de finales del Cretácico Tardío e inicios del Paleoceno. Hacia el occidente de esta región, en la parte correspondiente a la zona interna de la faja deformada, la deformación inicio con más anterioridad, aunque todavía en el Cretácico Tardío. De esta forma, la deformación manifestó una migración espacial y temporal hacia el este y noreste, atenuándose hacia la zona del Arco de Tamaulipas (PBAT), sin alcanzar a presentarse en la región que hoy ocupa la Cuenca de Burgos. Esta última región, la parte oriental de PBAT y el Golfo de México Ancestral (GMA), habría constituido entonces la zona de antepais (*foreland*) de la faja deformación, la cual se encontraba bajo condiciones marinos, pero cuya geometría y morfología en detalle requieren ser revisadas, ya que en la actualidad, los materiales pre-Cenozoicos se muestran, por un lado con una inclinación hacia el oriente y, por otro, deformados dentro de una estructura diapírica.

El evento de deformación Laramide modificó sustancialmente la morfología inicial de la parte occidental de la región del Golfo de México, en donde ésta pasó a constituirse, al final del Cretácico tardío y principios del Paleoceno, en una zona continental emergida que se extendía desde el occidente hasta las inmediaciones del Arco de Tamaulipas (Figs. 33 y 41). Esta zona influyó de manera importante en el patrón estratigráfico y estructural que se desarrolló posteriormente en el Cenozoico y por ende, en la conformación de la actual geometría del Golfo de México.

V.3 Paleoceno

A la finalización del evento de deformación Laramide en los inicios del Paleoceno, la región del área Arcabuz-Culebra, continuó comportándose como una margen pasiva, de hecho una característica tectónica que parece extenderse hasta la actualidad. En esta zona, durante el Paleoceno temprano, continuó prevaleciendo un escenario de carácter marino, similar al de la parte final del Cretácico tardío, con sólo algunas variaciones de las condiciones ambientales de depósito.

Se considera que en la zona se llevó a cabo una eventual disminución de la profundidad del tirante marino, que se mantuvo una morfología sensiblemente plana, inclinada

suavemente hacia el oriente a manera de una extensa rampa, que continuó el aporte de material terrígeno desde las regiones occidentales emergidas y que la posición de la línea de costa experimentó un nuevo avance hacia una posición más oriental. Bajo este esquema, las condiciones ambientales de la zona se tornaron relativamente más someras, desarrollándose un ambiente de plataforma clástica, asociada localmente con el desarrollo de un sistema deltaico.

De esta manera, una variación lateral de tipo de sedimentación siguió manifestándose en el área Arcabuz-Culebra durante el Paleoceno temprano. En la parte occidental se acumularon depósitos arcillosos con algunas arenas de la unidad Paleoceno Midway (PM), en un ambiente de plataforma externa distal. Mientras que en la parte oriental se tuvieron, predominantemente, depósitos arcillosos relacionados con un ambiente de prodelta de la unidad Lutita Móvil (LM) (Fig. 42).

Al final del Paleoceno temprano, las condiciones ambientales en el área Arcabuz-Culebra se vieron influenciadas y relacionadas al desarrollo en la región, de sistemas deltaicos y sistemas costeros acordonados (*strandplain*) con un comportamiento progradante hacia el oriente. La línea de costa que se localizaba hacia el occidente del área de estudio (Fig. 41), ocupaba una posición cada vez relativamente más cercana a ésta (Fig. 43), llegando a ubicarse en las inmediaciones al oriente de Monterrey. Esto ocasionó un cambio general en la morfología superficial de la zona, la cual pasó de una forma de rampa suavemente inclinada al oriente, a una configuración de tipo plataforma-talud-cuenca.

Con estas particularidades, en la zona de estudio, para el Paleoceno tardío, se considera la implantación de condiciones ambientales de carácter transicional-plataforma interna, con un tirante de agua relativamente somero y con un importante aporte de material clástico, asociadas a un sistema deltaico. Los depósitos areno-arcillosos de la unidad Wilcox Paleoceno (WP), que se relacionan con la planicie deltaica, se desarrollaron inicialmente hacia la porción occidental del área Arcabuz-Culebra, pero éstos, de manera progradante en una dirección general hacia el oriente, vinieron rápidamente a sobreyacer los depósitos de frente deltaico y prodelta asociados, formando y preservando la morfología de tipo plataforma-talud-cuenca en la zona de estudio (Fig. 44). Hacia la porción oriental continuaron los depósitos arcillosos de prodelta.

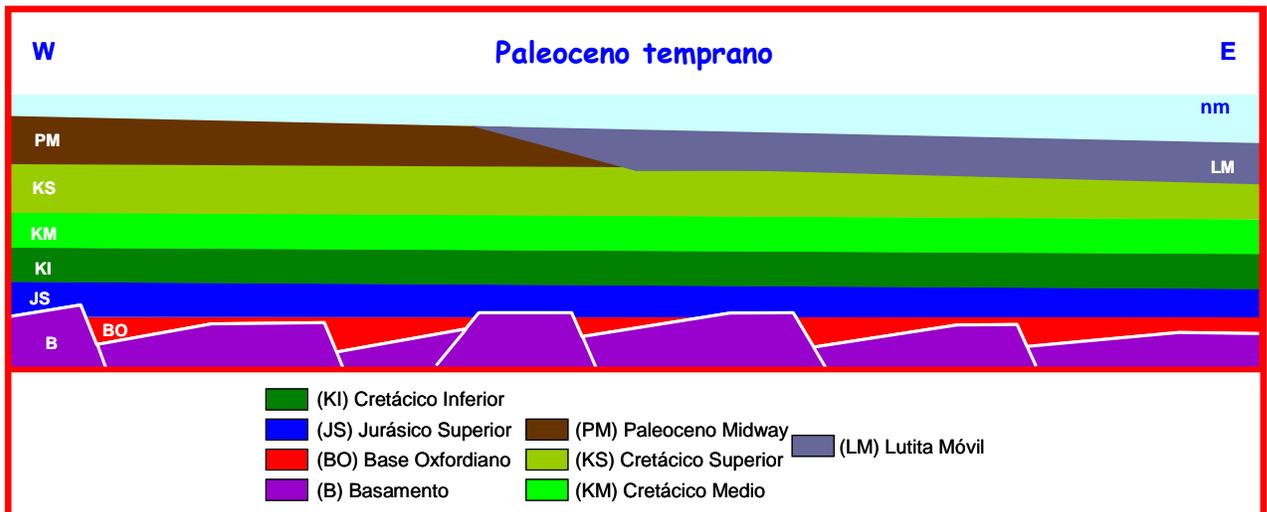


Fig. 42. Sección esquemática de evolución de la sección representativa del área Arcabuz-Culebra para el Paleoceno temprano. Se deposita la unidad arcillo-arenosa Paleoceno Midway (PM) asociada a un ambiente de plataforma externa distal y, lateralmente hacia la porción oriental del área, la unidad arcillosa Lutita Móvil (LM) relacionada con la parte distal de un sistema deltaico (prodelta). (nm = nivel del mar).

* La sección esquemática temporalmente precedente se presenta en la Fig. 28

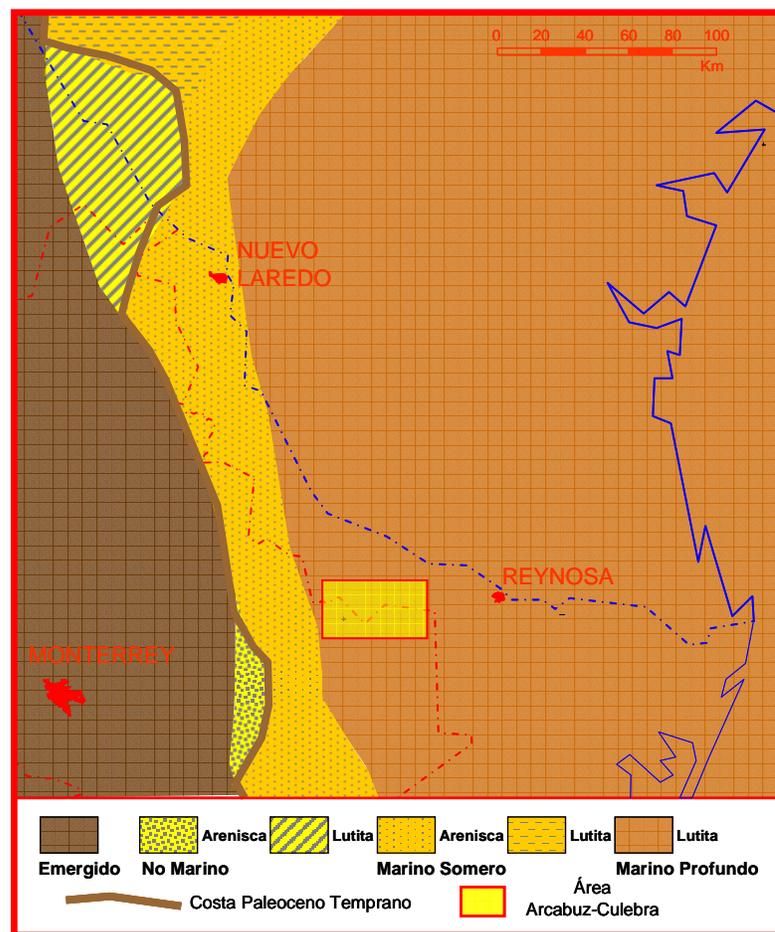


Fig. 43 Posición de línea de costa y litofacias en la región del área Arcabuz-Culebra para el Paleoceno temprano (mod. de Galloway *et al.*, 1991).

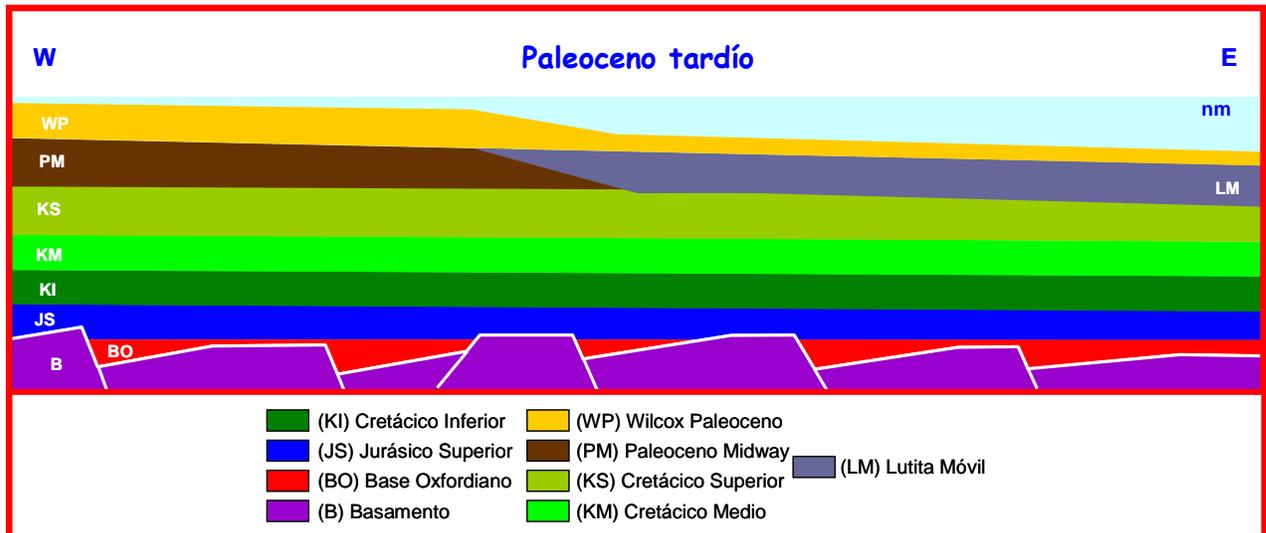


Fig. 44. Sección esquemática de evolución de la sección representativa del área Arcabuz-Culebra para el Paleoceno tardío. Se deposita la unidad areno-arcillosa Wilcox Paleoceno (WP) asociada con el desarrollo de un sistema deltaico, en donde la planicie deltaica, frente deltaico y prodelta dan lugar a una morfología tipo plataforma-talud-cuenca. Los depósitos y la morfología progradan hacia el oriente. (nm = nivel del mar).

V.4 Eoceno

Durante el Eoceno temprano, las condiciones ambientales en la región del área Arcabuz-Culebra fueron bastante similares a las de la etapa anterior. Se mantuvo prácticamente el mismo patrón de sedimentación progradante, bajo el cual se produjo la acumulación de la unidad areno-arcillosa Wilcox Eoceno (WE, Fig. 45). Este último depósito y el del Paleoceno tardío se pueden considerar como un mismo evento depositacional, el cual pudo extender el desarrollo de la planicie deltaica probablemente a una posición más al oriente. Los depósitos de prodelta, aunque más restringidos, continuaron desarrollándose en la parte oriental del área.

La alta tasa de sedimentación en la planicie deltaica y la progradación de esta misma hacia el oriente, ocasionaron una eventual disminución de la profundidad del tirante marino en la zona de la planicie deltaica (Fig. 45), dejando algunas zonas expuestas a

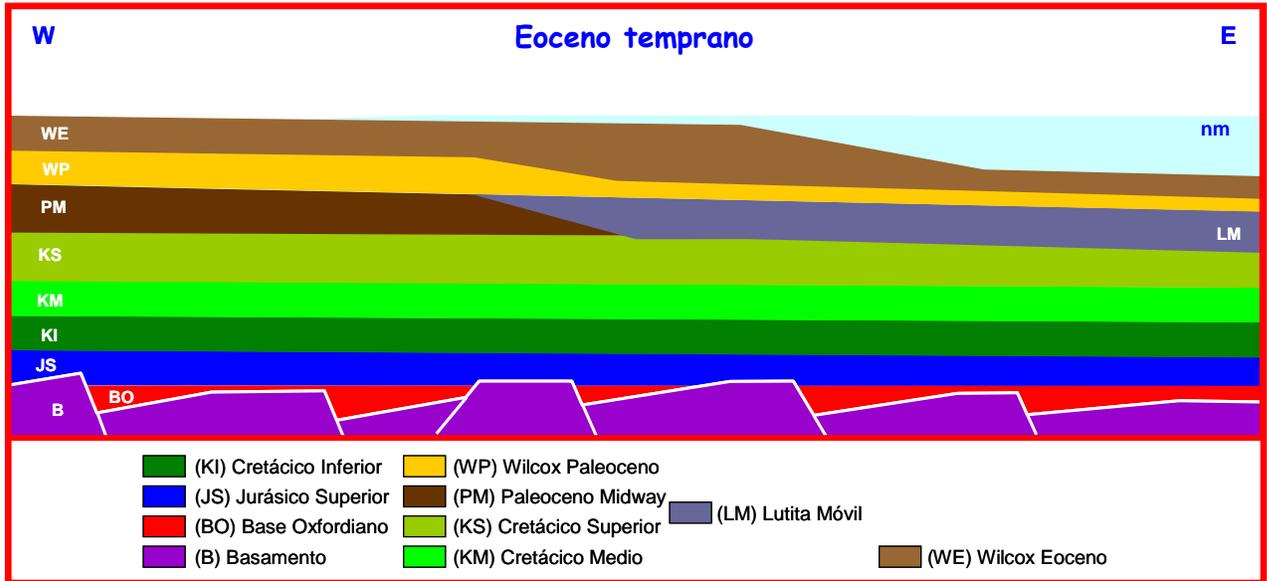


Fig. 45. Sección esquemática de evolución de la sección representativa del área Arcabuz-Culebra para el Eoceno temprano. Se deposita la unidad areno-arcillosa Wilcox Eoceno (WE) dentro de un marco progradante hacia el oriente del sistema deltaico. La planicie deltaica se distribuyó más ampliamente dentro del área de estudio. (nm = nivel del mar).

la erosión o bajo condiciones de ambientes transicionales. Dentro de este esquema la línea de costa progresó en su ubicación hacia el oriente, con respecto a la posición considerada para el Paleoceno. Esta somerización no necesariamente implica una caída eustática del nivel del mar, aunque si esto sucedió, también debió haber influido.

En la parte occidental del área Arcabuz-Culebra, hacia la finalización del depósito de Wilcox Eoceno (WE), se produjo una erosión muy localizada de porciones de esta última unidad y aún de Wilcox Paleoceno (WP). Este fenómeno pudo estar asociado al desarrollo de canales distributarios que llegan a estar presentes dentro del ambiente de planicie deltaica, los cuales remueven los materiales por donde pasan. Estos canales cambian continuamente de dirección de drenaje, erosionando y depositando materiales en diferentes zonas del sistema deltaico.

Asimismo, también hacia el final de la etapa de depósito de WE, se registra el primer evento de fallamiento normal despegado en la porción occidental del área (Fig. 30), éste aparentemente de tipo postdeposicional, ya que las unidades que afecta no muestran algún engrosamiento apreciable de espesor. El despegue se desarrolla sobre la cima de la unidad Cretácico Superior (KS).

Durante la parte temprana del Eoceno medio, en la región del área Arcabuz-Culebra, las condiciones ambientales en la planicie deltaica cambiaron y pasaron a ser predominante de baja energía, con el predominio de una sedimentación arcillosa. Esto pudo estar relacionado con un aumento de la batimetría en el área de estudio, o con una variación del tipo de materiales clásticos aportados a esta última, en donde por algún cambio en la dirección del aporte principal del sistema deltaico, los materiales gruesos fueron llevados a otra parte del mismo.

Bajo estas condiciones, en el área Arcabuz-Culebra se generó un depósito arcillo-arenoso relacionado con la unidad Recklaw (RE). Éste, por un lado, rellenó las heterogeneidades morfológicas desarrolladas por la erosión parcial de la unidad Wilcox Eoceno (WE), debida al paso de corrientes distributarias, donde cubrió a esta última de manera discordante, y, por otra parte, se acumuló de manera aparentemente concordante sobre esta misma en las zonas que no fue erosionada. El resultado de esta sedimentación fue, la nivelación de la superficie de depósito de la planicie deltaica en el área de estudio (Fig. 46). La morfología general de tipo plataforma-talud-cuenca del sistema deltaico continuó manteniéndose.

Durante la parte restante del Eoceno medio, ocurrió una nueva etapa progradante en la región del área Arcabuz-Culebra, con lo que se tuvo una mayor distribución de la planicie deltaica en la zona de estudio y donde se depositaron las unidades Queen City (QC), Weches (WCh) y Cook Mountain (CM). Durante este tiempo las condiciones ambientales en el área estuvieron alternando de baja a alta energía, en relación a un influjo intermitente de corrientes con materiales arenosos, que provocaron algunas diferencias litológicas en los depósitos sedimentarios. Estas últimas permiten la subdivisión de las unidades formacionales de este evento de depósito.

En el área de estudio, durante esta misma parte tardía del Eoceno medio, se desarrolló el segundo evento de fallamiento normal despegado de manera simultánea a la sedimentación. Los depósitos sedimentarios muestran característicamente un

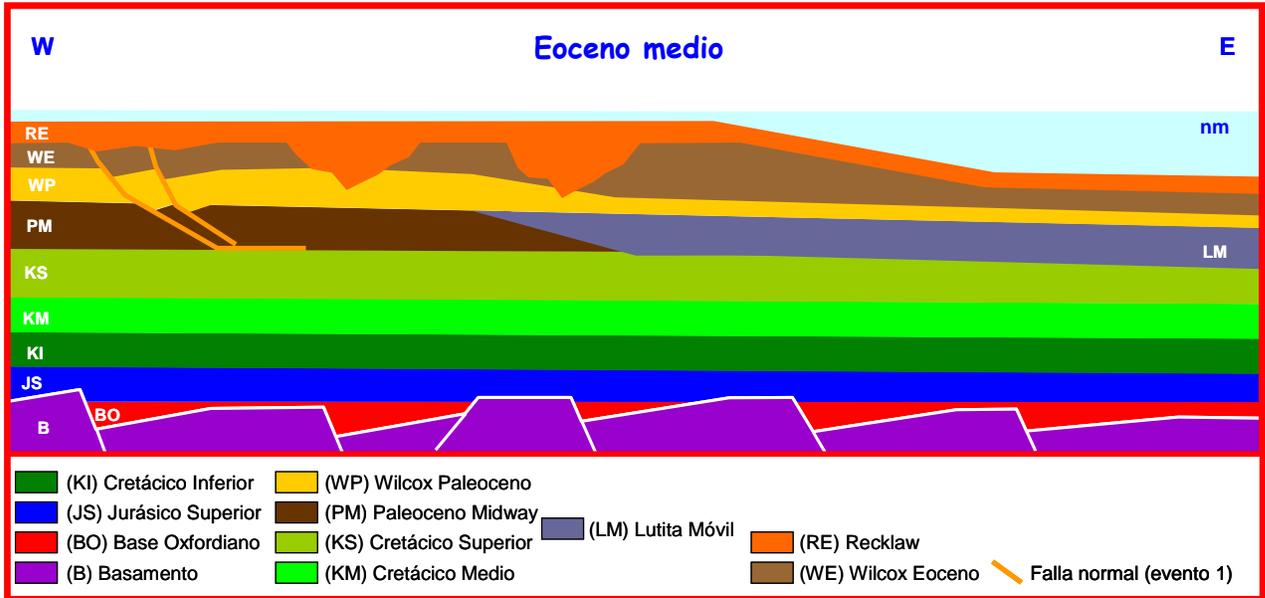


Fig. 46. Sección esquemática de evolución de la sección representativa del área Arcabuz-Culebra para la parte temprana del Eoceno medio. Al final del Eoceno temprano se desarrolló el primer evento de fallamiento normal y corrientes distributarias erosionaron localmente WE. Después, el depósito arcillo-arenoso de la unidad Recklaw (RE) rellenó las heterogeneidades morfológicas y niveló la superficie de depósito de la planicie deltaica. (nm = nivel del mar).

* La sección esquemática temporalmente precedente se presenta en la Fig. 30.

engrosamiento de espesor con relación a las fallas (Fig. 31), revelando así el carácter sintectónico de los depósitos. Las fallas normales despegaron sobre la cima de la unidad Cretácico Superior (KS) y probablemente también en un nivel dentro de la unidad Lutita Móvil (LM). Además, sincrónicamente al fallamiento normal, se desarrolló el primer evento de diapirismo de lutita del área de estudio. En conjunto, actividad sedimentaria y actividad tectónica, interrelacionadas entre sí en tiempo y en espacio, fueron una respuesta, pero también un detonador, que dieron lugar al desarrollo de un depocentro hacia la parte media del área de estudio (Fig. 31).

Al finalizar el depósito de la unidad Cook Mountain (CM) en la región del área Arcabuz-Culebra, en los inicios del Eoceno tardío la zona de la planicie deltaica se encontró nuevamente bajo condiciones ambientales transicionales e incluso subaéreas,

en donde la erosión se hizo presente. El paso de corrientes distributarias, con sus efectos erosivos asociados, también volvieron proliferar bajo estas condiciones ambientales. Se considera que en la parte oriental del área de estudio se centralizó más este último proceso, ya que gran parte de las unidades depositacionales del Eoceno medio fueron removidas de esta zona, e inclusive parte de los depósitos del Eoceno temprano, debido posiblemente al paso de una importante corriente distributaria, que dio lugar a una morfología de geometría encausada.

Así, durante la parte temprana del Eoceno tardío, en el área Arcabuz-Culebra se depositó la unidad areno-arcillosa Yegua (YE), de origen continental y transicional (Fig. 47). Ésta inició su acumulación en la parte oriental del área de estudio, en la zona de morfología encausada, y después, cubrió la porción occidental. El resultado final fue una nueva nivelación de la zona de acumulación, sobretodo de la porción oriental del área. A la culminación de YE, la porción occidental del área de estudio se mantuvo bajo condiciones continentales con el predominio de erosión, mientras que la parte oriental continuó bajo condiciones marinas.

Para la parte tardía del Eoceno tardío y la parte temprana del Oligoceno temprano, en la región del área Arcabuz-Culebra, en la zona con sedimentación marina se tuvieron condiciones ambientales de plataforma interna a media, en las que prevalecieron la combinación de una sedimentación de plataforma clástica proximal-media, con una de planicie deltaica (Echánove, 1986). La primera predominaba cada vez más sobre la segunda, posiblemente debido a un alejamiento relativo o cambio de dirección del aporte principal de material clástico. Bajo estas condiciones, en el área de estudio, se llevó a cabo el depósito de las unidades Jackson (JA) y Vicksburg (VI) (Fig. 32), aunque, el mejor desarrollo y la mayor distribución de estas unidades se dieron hacia al oriente, fuera de la zona de estudio.

Durante el depósito de JA y VI, en el área de estudio, se desarrolló una nueva etapa de fallamiento normal despegado, que se manifestó hacia la porción oriental de esta última. Ésta provocó los engrosamientos de espesor de las unidades Jackson y Vicksburg en las zonas localizadas en las inmediaciones de las fallas de crecimiento (Fig. 32). Ambos eventos, el depósito sedimentario y el fallamiento normal, fueron contemporáneos con el desarrollo de la segunda etapa de diapirismo de lutita. La interacción, nuevamente, de procesos sedimentarios y tectónicos, originó el desarrollo de un depocentro en la parte oriental del área de estudio.

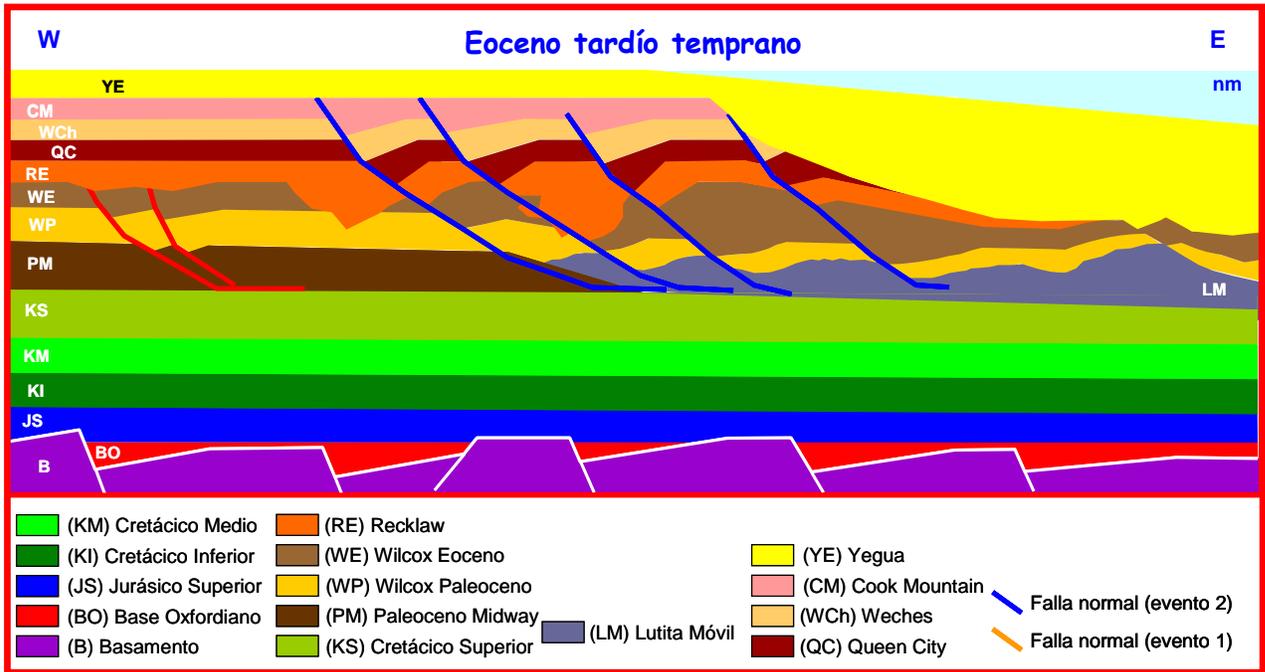


Fig. 47. Sección esquemática de evolución de la sección representativa del área Arcabuz-Culebra para la parte temprana del Eoceno tardío. Se tiene el depósito arenoso-arcilloso de la unidad Yegua (YE), el cual niveló las heterogeneidades morfológicas producidas por la erosión de corrientes distributivas a la finalización del depósito de la unidad Cook Mountain (CM). (nm = nivel del mar).

* La sección esquemática temporalmente precedente se presenta en la Fig. 31.

** La sección esquemática temporalmente subsecuente se presenta en la Fig. 32.

El área Arcabuz-Culebra, desde el Eoceno tardío-Oligoceno temprano y hasta la actualidad, se encuentra bajo condiciones continentales, sometida básicamente a erosión, con algunas zonas localizadas de acumulación principalmente aluvial.

Síntesis.

Teniendo en consideración las definiciones litoestratigráficas de la zona de estudio, para el Jurásico-Cretácico se marcan cuatro eventos de depósito mayores (Fig. 48), aparentemente continuos en el sentido que no manifiestan estar afectados por algún evento de deformación entre ellos y muestran una transición de ambientes continentales

a marinos desarrollados bajo un esquema de una rampa suavemente inclinada al oriente: Base Oxfordiano, Jurásico Superior, Cretácico Inferior- Cretácico Medio y Cretácico Superior. Éstos se relacionan con la historia de conformación de la cuenca del Golfo de México en sus fases de fragmentación, apertura y desarrollo de una margen pasiva.

Al final del Cretácico Tardío, en el Maestrichtiano, el área de estudio comenzó a experimentar un importante cambio en el marco ambiental, producto de la influencia del evento de deformación Laramide, que se desarrollaba hacia el occidente propiciando la implementación de una zona levantada y el cual no alcanzó a manifestarse en la zona de estudio.

Los eventos de depósito cenozoicos se relacionan con la continuación del desarrollo de la margen pasiva en el área, ahora bajo un esquema de una morfología tipo plataforma-talud-cuenca asociada al progreso de un sistema deltaico durante el Paleoceno-Eoceno. Aquí son interpretados seis eventos de depósito (Fig. 48): Midway, Wilcox, Recklaw, Queen City-Cook Mountain, Yegua y Jackson-Vicksburg. Asociados a los eventos Wilcox, Queen City-Cook Mountain y Jackson-Vicksburg , se desarrollaron eventos sindeposicionales de deformación despegada, caracterizados por estilos estructurales de Fallas Normales Despegadas y de Estructuras de Lutita.

A partir del Oligoceno, el área Aracabuz-Culebra pasó a condiciones continentales, siendo sometida a erosión y con algunas zonas de acumulación aluvial.

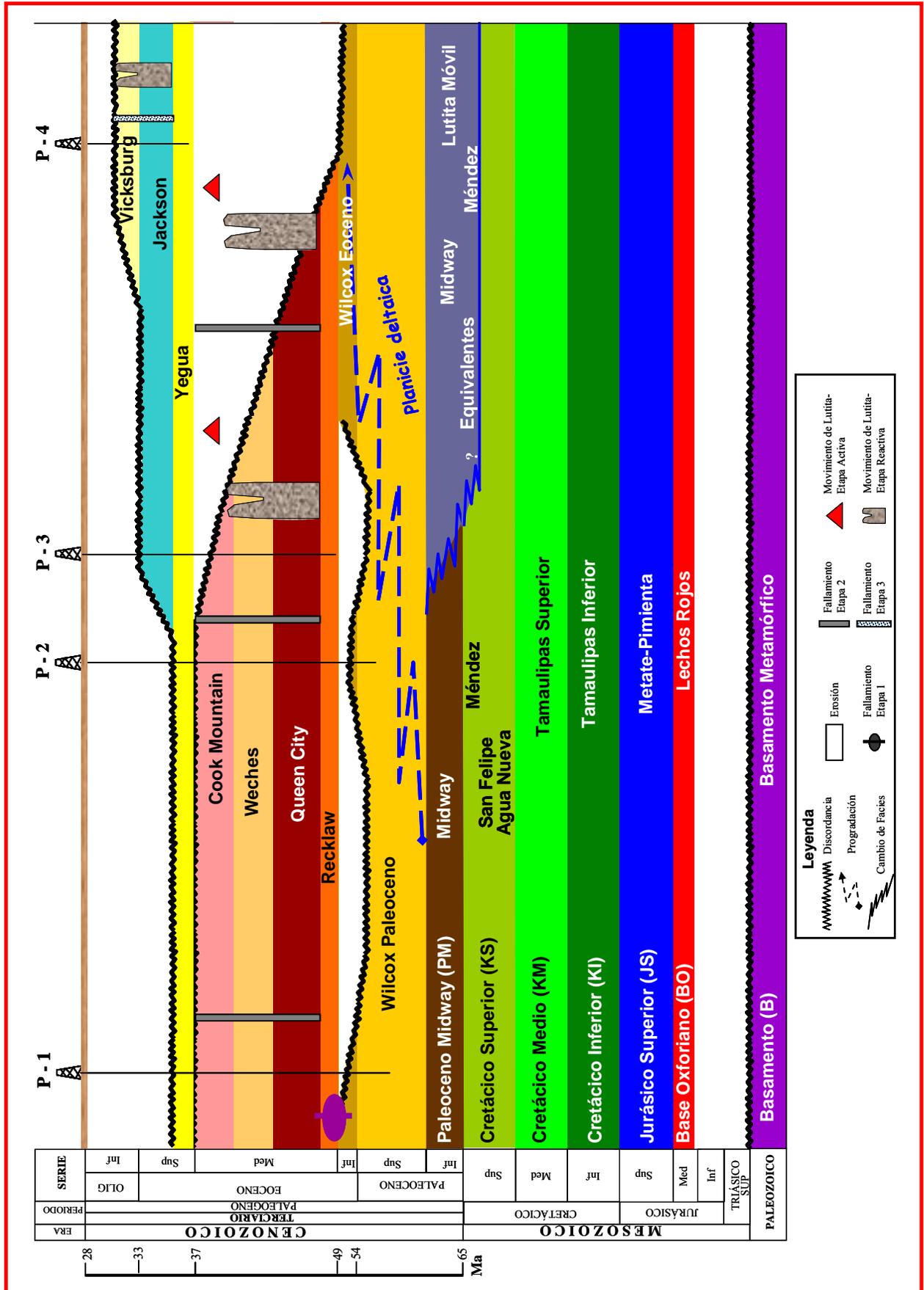


Fig. 48. Tabla cronoestratigráfica de eventos sedimentarios y de deformación en el área Arcabuz-Culebra.

VI. Implicaciones Petroleras

El área Arcabuz-Culebra forma parte de una de las regiones productoras de gas no asociado más importantes de México, la Cuenca de Burgos. En esta última región, los campos de gas se encuentran distribuidos a lo largo de franjas bien definidas en función de la edad de las rocas almacenadoras-productoras, los cuales están conformados de manera general por complejos yacimientos arenosos de muy baja permeabilidad altamente compartimentalizados, caracterizados como trampas de tipo combinado estratigráfico-estructurales.

En la actualidad, la exploración petrolera analiza las perspectivas de un área particular en función de las características del sistema petrolero prevaleciente, donde se considera y evalúa la conjugación de todos los elementos y procesos naturales necesarios para la existencia de yacimientos, como son las rocas generadoras, almacén y sello, la trampa y la historia de sepultamiento, la que a su vez influye en la historia térmica de la región. Todos estos aspectos deben compartir relaciones espacio-temporales apropiadas para permitir la acumulación y preservación de hidrocarburos (Demaison y Huizinga, 1991).

VI.1 Hidrocarburos

El área Arcabuz-Culebra se ubica dentro de la franja del Eoceno, en donde además de los campos con dichos nombres se presentan también Santa Rosalía, Santa Anita y Cuervito, entre otros (Fig. 49). Los yacimientos de esta zona producen gas y condensados, y las proporciones de éstos últimos, característicamente, llegan a ser hasta del orden del 20%, proporción que constituye la producción relativamente más alta en la región de la Cuenca de Burgos, la cual queda restringida sólo a una zona localizada y estrecha del área Arcabuz-Culebra (Fig. 49).

Los horizontes productores de hidrocarburos (rocas almacén) se encuentran contenidos dentro de las unidades estratigráficas Wilcox Eoceno, Recklaw y Queen City (Fig. 50),

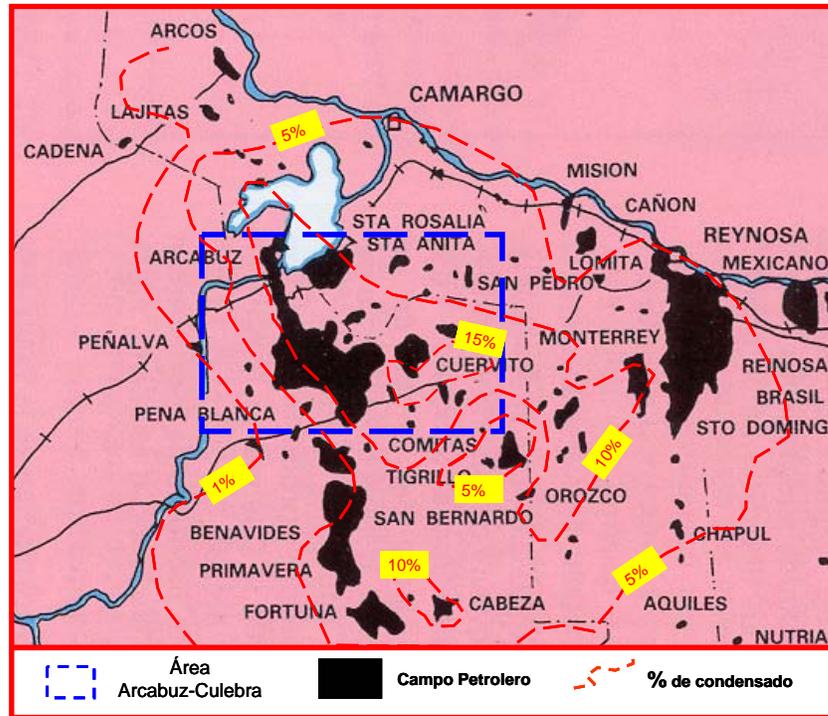


Fig. 49. Campos petroleros y proporción de producción de condensados en la región del área Arcabuz-Culebra (mod. de Santiago *et al.*, 1984 y PEMEX, 1998).

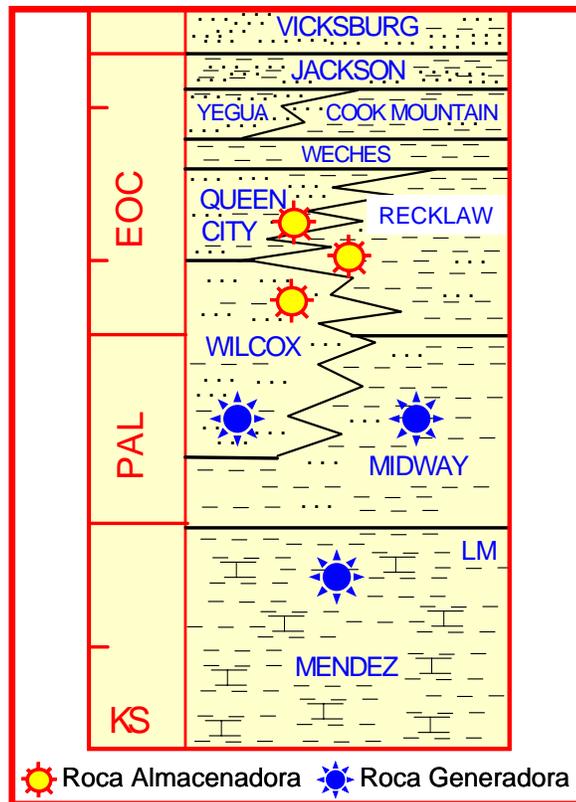


Fig. 50. Niveles estratigráficos generadores y almacenadores de hidrocarburos en el área Arcabuz-Culebra. Lutita Móvil (LM)

los cuales están constituidos por una serie de cuerpos de areniscas con espesores entre 10 y 20 m, encajonados entre potentes paquetes de lutitas, constituyendo en conjunto hasta 13 horizontes o niveles de interés económico, cuatro en Wilcox, tres en Recklaw y seis en Queen City (Echánove, 1986b; González y Holguín, 1992; PEMEX, 1998).

Análisis isotópicos por Carbono 13 y Deuterio que se le han realizado a los gases de esta zona, los califican como gases de origen termogénico, formados en una etapa de madurez temprana a partir de materia orgánica Tipo III (húmica o leñosa). La generación de estos gases se considera producto de un *cracking* primario y no de un *cracking* secundario (de un aceite preexistente). Los análisis isotópicos que se ha realizado a los condensados asociados al gas de estos yacimientos, muestran resultados bastante similares a los obtenidos para los gases, sugiriendo que existe una estrecha relación genética entre ambos productos (Carrillo, 2001).

Por otra parte, también, la relaciones isotópicas de Carbono 13 en Metano vs en Etano señalan que en los gases de los yacimientos de esta área existe una mezcla ligera de gas biogénico (Serrano *et al.*, 1996; PEMEX, 1998; Ramos *et al.*, 2001).

En la región de la Cuenca de Burgos, se ha considerado como potenciales rocas generadoras de hidrocarburos, las rocas arcillosas terciarias relativamente contemporáneas a las rocas yacimiento, dada una constitución litológica arcillosa y un contenido comparativamente mayor de materia orgánica (Álvarez, 1955; Echánove, 1986b; Guzmán *et al.*, 2001). También, las del Jurásico Superior (Formación Pimienta), así como algunos horizontes del Cretácico Superior (formaciones La Peña y Agua Nueva, del Aptiano y Turoniano respectivamente) (González y Holguín, 1992; Román y Holguín, 2001).

Análisis geoquímicos que se han realizado a las potenciales rocas generadoras en la zona del área Arcabuz-Culebra, indican que las rocas del Campaniano-Maestrichtiano (Formación Méndez), así como las de las unidades Midway y Wilcox, presentan un contenido de carbón orgánico total (COT) entre 1 y 1.5, lo cual implica un potencial generador alto, y una madurez temprana, con referencia de un índice de reflectancia de vitrinita (R_o) entre 0.5 y 1.2 (Serrano *et al.*, 1996).

También, en cuanto al tipo de materia orgánica, en las rocas del Cretácico Superior se determinó un contenido de los tipos II y III, esto es, de carácter sapropélico y leñoso

respectivamente, mientras que para las rocas de las unidades Midway y Wilcox se tuvo exclusivamente materia orgánica de tipo III (Serrano *et al.*, 1996; PEMEX, 1998).

Los análisis geoquímicos de los gases de yacimientos de las rocas del Paleoceno y del Cretácico, así como de las potenciales rocas generadoras Titoniano y Cretácico Superior, estos últimos realizados hacia el poniente del área Arcabuz-Culebra ya que dichas rocas no se han muestreado de manera directa en esta última, por estar profundamente sepultadas, señalan relaciones de alta madurez y una asociación con materia orgánica sapropélica (Tipos I y II).

Por lo que respecta a las rocas sello, en la zona de estudio y en la región de la Cuenca de Burgos, de manera general se describen constituidas por los depósitos arcillosos contemporáneos que circundan de manera envolvente los horizontes arenosos yacimiento (Echánove, 1986b).

VI.2 Discusión

Con base en los datos expuestos en el inciso anterior y tomando en cuenta las observaciones que surgen en el presente trabajo acerca de la evolución tectónica-estratigráfica del área Arcabuz-Culebra, se considera que un horizonte estratigráfico de alto interés en el área de estudio, desde el punto de vista del sistema petrolero y de la evolución de la deformación, lo constituye la unidad Lutita Móvil (LM, Fig. 17). Este horizonte se describe constituido por material arcilloso acumulado en un ambiente de prodelta durante la parte terminal del Cretácico Superior, con una distribución localizada (Fig. 28), y durante el Paleoceno temprano, con una distribución más generalizada (Fig. 42).

Dados los análisis geoquímicos indicativos de una mezcla de materia orgánica de tipo sapropélico y húmico (Tipos II y III) para la Formación Méndez, que le sugieren una sedimentación bajo condiciones marinas influenciadas por un aporte arcilloso y de material húmico de proveniencia continental, la porción cretácica de la unidad Lutita Móvil (LM), como un depósito de prodelta y una variación lateral de facies de la Formación Méndez, se puede considerar que contendría una mayor concentración de dichos materiales continentales, de tal manera que puede también ser considerada como una potencial roca generadora en el área Arcabuz-Culebra.

Por otra parte, la presencia de exclusivamente materia orgánica húmica para la unidad Paleoceno Midway, sugiere que prevalecieron y se generalizaron en el área de estudio las condiciones de depósito de un ambiente de prodelta de un sistema deltaico durante el Paleoceno temprano, en donde la porción paleocénica de la unidad Lutita Móvil tuvo una mayor concentración de material arcilloso y húmico de proveniencia continental, lo cual hace que se le considere también como una potencial roca generadora.

Este nivel estratigráfico arcilloso en lo general, que también contiene algunos horizontes arenosos en lo particular, con un rango de edad del Campaniano-Paleoceno temprano, fue sepultado por un potente paquete de sedimentos predominantemente arenosos, aunque también conteniendo algunos horizontes y niveles arcillosos, relacionado con el desarrollo en el área de estudio de un depósito de un ambiente de planicie deltaica.

La acumulación del paquete arenoso, con la clara manifestación de algunas particularidades depositacionales de este tipo de ambientes sedimentarios, como son el desarrollo de varias discordancias locales, así como depósitos engrosados y acuñaos lateral y longitudinalmente (Fig. 17), se llevó a cabo de manera progradante, siguiendo un sentido general oeste a este, bajo un echado regional hacia el oriente (Figs. 44-47). Por otro lado, esta etapa de sedimentación se desplegó, en parte, de manera acoplada y simultáneamente con el desarrollo en el área de estudio de una etapa de extensión inducida por gravedad, con lo que se dio lugar a la implementación de fallas normales lístricas de crecimiento (Fig. 31) y al engrosamiento local de algunos de los depósitos que constituyen este paquete arenoso.

Aunque los procesos sedimentarios y de deformación relacionados con el asentamiento del paquete arenoso provocaron la remoción temporal y la acumulación de cargas, de manera local y heterogéneamente, sobre el paquete arcilloso, de forma general provocó el soterramiento de este último, con lo que las rocas generadoras llegaron a alcanzar profundidades relacionadas con la zona en donde prevalecen las condiciones térmicas de madurez temprana (catagénesis), dándose lugar a la formación de hidrocarburos gaseosos.

Teniendo en cuenta el hecho de que, asociado a la etapa de fallamiento normal, el nivel estratigráfico arcilloso (Lutita Móvil) experimentó un comportamiento mecánicamente

plástico o dúctil, que caracterizó el desarrollo de un estilo estructural de deformación de Estructuras de Lutita en el área de estudio (Fig. 31), y que este proceso puede ser motivado por la sobrepresurización interna provocada por la generación extra de fluidos dentro de la unidad, como la generación de hidrocarburos, el tiempo de la deformación podría señalar el tiempo de ésta última en el área de estudio (Eoceno medio) para dicho paquete arcilloso.

El funcionamiento de las fallas normales causó la concentración de arenas en el bloque del alto (*downthrown*) inmediatamente adyacente a las fallas, así como rotación dentro del mismo bloque, con lo que estructuras anticlinales *rollover* complementarían la geometría de trampas estratigráficas constituidas por el empaquetamiento de arenas entre niveles arcillosos dentro del paquete arenoso. Los horizontes pre-cinemáticos no manifestarían engrosamiento pero sí la geometría anticlinal *rollover* (Fig. 51).

También, durante este mismo periodo de actividad de las fallas normales, dichas estructuras, al instituirse como zonas de debilidad, pudieron constituir parte de las rutas de migración de los hidrocarburos, facilitando un movimiento predominantemente vertical de los mismos hacia los horizontes almacenadores. Al cese de la actividad de la deformación, los planos de falla pasaron a sellarse y constituir barreras o sellos a los hidrocarburos.

El sepultamiento máximo del paquete arcilloso conteniendo las potenciales rocas generadoras en el área de estudio, habiendo comenzado en el Paleoceno tardío, se alcanzó hacia la finalización del Eoceno tardío (Fig. 50). Desde este tiempo hasta la actualidad, los paquetes arcillosos y arenosos ya no progresaron en las condiciones térmicas por profundizamiento, pero sí se han mantenido por largo tiempo dentro de las condiciones que alcanzaron.

Dado que durante el tiempo de acumulación de ambos paquetes mayores de rocas, la región del área de estudio ya formaba parte de una margen pasiva, los valores de flujo de calor proveniente del basamento de la cuenca tendieron a ser relativamente bajos, como es la característica de estos ambientes tectónicos. Además, una cierta inestabilidad hacia la baja en las condiciones térmicas fue provocada por la alta tasa de sedimentación durante el depósito de ambos paquetes. De aquí, el relativamente bajo grado de madurez de las rocas y los hidrocarburos presentes en la zona de estudio.

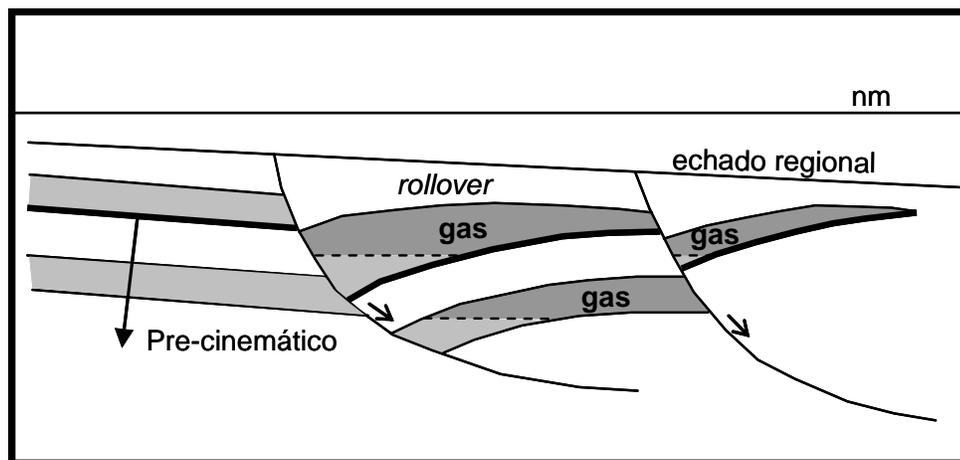


Fig. 51. Geometría de estructuras *rollover* cinemáticas y pre-cinemáticas

Aun cuando el nivel potencialmente generador de hidrocarburos lo constituiría el paquete arcilloso, algunos horizontes con características generadoras dentro de la porción inferior del paquete arenoso, pudieron alcanzar también una maduración temprana y propiciar hidrocarburos que se almacenaron en las rocas arenosas contemporáneamente adyacentes.

El nivel estratigráfico arcilloso potencialmente generador es de particular importancia en el área de estudio, ya que pudo haber funcionado también como un horizonte sello regional. Si las potenciales rocas generadoras jurásicas y cretácicas, como es de esperarse, generaron hidrocarburos y esta generación fue ya estando el nivel arcilloso, éste habría impedido el paso de los fluidos hacia arriba a las rocas sobreyacentes, pero los habría conducido lateralmente hacia una posición estructural más favorable, esto es, hacia el poniente de la zona de estudio, dada la estructura homoclinal con que se caracterizan las rocas mesozoicas (Fig. 17), hacia donde también el paquete arcilloso gradúa a ser más arenoso.

El evento de deformación de fallamiento normal y de diapirismo de lutita del Eoceno tardío-Oligoceno temprano, apenas se manifiesta en la porción oriental del área, de tal manera que sus implicaciones en el sistema petrolero se manifiestan de manera ostensible hacia las regiones al oriente del área Arcabuz-Culebra.

VII. Conclusiones

- En el área Arcabuz-Culebra la columna estratigráfica interpretada de la información sísmica está constituida por un basamento de carácter metamórfico del Paleozoico tardío sobreyacido de manera discordante por una cubierta sedimentaria con un rango de edad Jurásico Medio (?) – Oligoceno temprano.
- Las rocas mesozoicas se agrupan en cinco unidades sismoestratigráficas: Base Oxfordiano, Jurásico Superior, Cretácico Inferior, Cretácico Medio y Cretácico Superior. La primera constituida por rocas clásticas continentales, la segunda por un paquete evaporítico-carbonatado clástico y terrígeno-carbonatado, y las unidades restantes por una sucesión marina que gradúa de carácter calcáreo-arcilloso a arcillo-calcáreo.
- Las rocas cenozoicas se interpretan subdivididas dentro de diez unidades sismoestratigráficas: Paleoceno Midway, Wilcox Paleoceno, Wilcox Eoceno, Recklaw, Queen City, Weches, Cook Mountain, Yegua, Jackson y Vicksburg, una sucesión lateral y verticalmente alternante de rocas arcillo-arenosas y areno-arcillosas depositadas en un sistema deltaico.
- En la porción oriental del área de estudio se propone la presencia de la unidad Lutita Móvil (equivalente unidades Cretácico Superior (Formación Méndez) y Paleoceno Midway), un paquete arcilloso de edad Campaniano-Paleoceno temprano que se asocia con un depósito de un ambiente de prodelta.
- El basamento y las unidades mesozoicas manifiestan una disposición homoclinal con echado general al oriente. Las unidades paleógenas se encuentran deformadas por una serie de fallas normales lístricas con caída al oriente y por estructuras diapíricas de lutita.
- La disarmonía de comportamiento estructural entre los dos paquetes estratigráficos, se describe producto de un evento de deformación distensiva de tipo despegado

inducido por gravedad, caracterizado por dos estilos estructurales: Fallas Normales Despegadas y Estructuras de Lutita.

- Fueron identificadas tres etapas de fallamiento normal que fueron migrando hacia el oriente, una de carácter postdeposicional en el Eoceno temprano en la parte occidental del área y dos de tipo sinsedimentario en el Eoceno medio y en el Eoceno tardío-Oligoceno temprano, en las porciones central y oriental del área, respectivamente

- Se identificaron también tres etapas de diapirismo de lutita producto de la deformación del horizonte stratigráfico Lutita Móvil, una etapa reactiva en el Eoceno medio, una etapa activa en la parte tardía del Eoceno medio, ambas en la parte central del área, y una nueva etapa reactiva en el Eoceno tardío-Oligoceno temprano en la porción oriental.

- La interacción espacial y temporal de los dos estilos estructurales, en la parte central de la zona de estudio y durante el Eoceno medio, correspondió con el desarrollo de un depocentro en el cual se acumularon espesores engrosados de las unidades Queen City, Weches y Cook Mountain.

- El área Arcabuz-Culebra participó de las etapas de fragmentación y apertura, la cual abortó, de la Cuenca del Golfo de México, y como parte del desarrollo de una margen pasiva. Formó parte del bloque levantado Plataforma Burro-Picachos- Arco de Tamaulipas hasta el Kimmeridgiano y después, ya nivelada regionalmente la extensa cuenca marina, formó parte de una rampa hasta el Maestrichtiano.

- En el Maestrichtiano, dio inició la influencia de un sistema deltaico en la sedimentación del área de estudio, con la acumulación del horizonte stratigráfico de prodelta Lutita Móvil. Durante el Paleoceno-Eoceno el sistema deltaico se implantó concretamente con el desarrollo de la planicie deltaica con un carácter progradante al oriente.

- La deformación distensiva despegada inducida por gravedad se desarrolló estrechamente vinculada a la evolución de la sedimentación (sindeposicional) dentro de un marco tectónico de margen pasiva. El evento de deformación de acortamiento Laramide no se manifestó en el área de estudio.

- La unidad Lutita Móvil se considera una potencial roca generadora de hidrocarburos gaseosos en el área Arcabuz-Culebra por contener mayormente materia orgánica de tipo III. El sepultamiento que experimentó la unidad la ubicó en una zona térmicamente de madurez temprana.
- La deformación distensiva influyó en la concentración de horizontes arenosos en los boques del alto de las fallas normales y en el desarrollo de anticlinales *rollover* como potenciales estructuras trampas.
- La progradación de la sedimentación hacia el oriente ocasionó que el área Arcabuz-Culebra pasará a constituirse como una zona de exposición y erosión a partir del Eoceno tardío-Oligoceno.

Referencias

- Alfonso, Z. J., 1978. Geología regional del sistema sedimentario Cupido. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Vol. XXX, Nos. 1 y 2, pp. 1-55.
- Álvarez, M., 1955. Ideas modernas sobre el origen del petróleo. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Vol. 7, Nos. 5-6, pp. 213-235.
- Bally, A. W.; Bernoulli, D.; Davis, G. A. y Montadert, L., 1981. Listric normal faults. Oceanologica Acta, Vol. 4, No. 1, pp. 87-101.
- Bally, A. W. (ed.), 1983. Seismic expression of structural styles - a picture and work atlas. American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology Series No. 15, Vol 2.
- Byerly, G. R., 1991. Igneous Activity. Geological Society of America. The Geology of North America, Vol. J, pp. 91-108.
- Bloomfield, K. y Cepeda, D. L., 1973. Oligocene alkaline igneous activity in NE Mexico. Geological Magazine, Vol. 110, No. 6, pp.551-555.
- Bruce, C. H., 1983. Shale tectonics, Texas coastal area grow faults. Seismic expression of structural styles - a picture and work atlas. American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology Series No. 15, Vol 2, pp. 2.3.1-1 - 2.3.1-6.
- Bryant, W. R.; Lugo, J.; Córdova, C. y Salvador, A., 1991. Physiography and bathimetry. Geol. Soc. of Amer., The Geology of North America, Vol. J, pp. 13-30.
- Camargo, Z. A. y Quezada, M. J. M., 1991. Análisis geológico-económico de las áreas del Golfo de México con posibilidades petroleras. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Vol XLI, No. 2, pp. 1-32.
- Carrasco, V. B., 1966, Bioestratigrafía del Mioceno en el área de Matamoros, Tamaulipas y su aplicación a la reinterpretación de los datos geofísicos locales. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Vol. XVIII, Nos. 1-2, pp. 13-39.
- Carrillo, H. T. de J., 2001. Estudio Geoquímica de gases y condensados de la Cuenca de Burgos. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Vol. XLIX, Nos. 1-2, pp.140-142.

- Charleston, S., 1981. A summary of the structural geology and tectonics of the state of Coahuila, Mexico. *in* Lower Cretaceous Stratigraphy and Structure, Northern Mexico, Field Trip Guidebook, West Texas Geological Society Publications, No. 81-74, pp.28-36.
- Clark, J. M. y Hopson, J. A., 1985. Distinctive mammal-like reptile from Mexico and its bearing on the phylogeny of the Tritylodontidae. *Nature*, Vol. 315, No. 6018, pp. 398-400.
- Clark, J. M.; Montellano, M.; Hopson, J. A.; Hernández, R. R. y Fastovsky, D. E., 1994. An Early or Middle Jurassic tetrapod assemblage from the La Boca formation, northeastern Mexico. *In the shadow of the dinosaurs*, Cambridge University Press, pp. 294-302.
- Crans, W.; Mandl, G. y Haremboure, J., 1980. On the theory of growth faulting: a geomechanical delta model based on gravity sliding. *Journal of Petroleum Geology*, Vol. 2, No. 3, pp. 265-307.
- Davison, I., 1986. Listric normal faults profiles: calculation using bed-length balance and fault displacement. *Journal of Structural Geology*, Vol. 8, No. 2, pp. 209-210.
- De Cserna, Z., 1960. Orogenesis in time and space in Mexico. *Geological Rundsch.*, Vol. 50, pp.595-605.
- Demaison, G. y Huizinga, B., 1991. Genetic classification of petroleum systems. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Vol. 75, No. 10, pp. 1626-1643.
- Denison, R. E.; Kenny, G. S.;Burke Jr., W. H. y Hetherington, E. A., 1969. Isotopic ages of igneous and metamorphic boulders from Haymond Formation (Pennsylvanian), Marathon Basin, Texas, and their significance. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 80, pp. 245-256.
- Denison, R. E.; Burke Jr., W. H.; Hetherington, E. A. y Otto, J. B., 1971. Basement rock framework of parts of Texas, southern New Mexico and Northern Mexico. *West Texas Geological Society, the Geologic Framework of Chihuahua Tectonic Belt*, pp. 3-14.
- Doust, H. y Omatsola, E., 1990. Niger Delta. Divergent/passive margin basin. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 48, pp. 201-238.
- Dula, W. F., Jr., 1991. Geometric models of listric normal faults and rollover folds. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Vol. 75, No. 10, pp. 1609-1625.

- Dumbar, J. y Sawyer, D. S., 1987. Implications of continental crust extension for plate reconstructions: an example from the Gulf of Mexico. *Tectonics*, Vol. 6, pp. 739-755.
- Echánove, E. O., 1976. Geología del Paleoceno–Eoceno, Cuenca de Burgos (resumen), en Memoria del III Simposium de Geología de Subsuelo, Zona Noreste, Reynosa, Tamaulipas: Reynosa, Tamaulipas, Petróleos Mexicanos (PEMEX), 254–271.
- Echánove, E. O. 1986. Geología petrolera de la Cuenca de Burgos. Parte I. Consideraciones Geológico-Petroleras. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, Vol. XXXVIII, No. 1, pp. 3-39.
- Echánove, E. O. 1986 (b). Geología petrolera de la Cuenca de Burgos. Parte II. Resultados de pozos exploratorios y antecedentes de campos y producción. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, Vol. XXXVIII, No. 1, pp. 41-74.
- Eguíluz, de A. S.; Aranda, G. M. y Marrett, R., 2000. Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Vol. LIII, No. 1, pp. 1-26.
- Ellis, P. G. y McKlay, K. R., 1988. Listric extensional fault systems-results of analogue model experiments. *Basin Research*, Vol. 1, pp. 55-70.
- Ewing, T. E., 1991. The Gulf of Mexico, structural framework. *Geological Society of America. The Geology of North America*, Vol. J, pp. 31-52.
- Fastovsky, D. E.; Hermes, O. D.; Strater, N. H.; Bowring, S. A.; Clark, J. M.; Montellano, M. y Hernández, R. R., 2005. Pre-Late Jurassic, fossil-bearing volcanic and sedimentary red beds of Huizachal Canyon, Tamaulipas, Mexico. *Geological Society of America, The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives, Special Paper 393*, pp. 401-426.
- Feng, J., 1995. Post mid-Cretaceous seismic stratigraphy and depositional history, deep Gulf of Mexico. University of Texas at Austin, Austin Texas, Ph.D. Thesis, 253 p.
- Fiduk, J. C.; Weimer, P.; Trudgill, B. D.; Rowan, M. G.; Gale, P. E.; Korn, B. E.; Phair, R. L.; Gafford, W. T.; Roberts, G. R.; Lowe, R. S. y Queffelec, T. A., 1997. Seismic interpretation of mesozoic-cenozoic strata, Perdido Fold Belt area (Alaminos Canyon), northwestern deep Gulf of Mexico. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, Vol. 47, pp. 159-168.
- Fiduk, J. C.; Weimer, P.; Trudgill, B. D.; Rowan, M. G.; Gale, P. E.; Phair, R. L.; Korn, B. E.; Roberts, G. R.; Gafford, W. T.; Lowe, R. S. y Queffelec, T. A.,

1999. The Perdido fold belt, northwestern deep Gulf of Mexico, Part 2: Seismic Stratigraphy and Petroleum System. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol. 83, No. 4, pp. 578-612.
- Foster, N. H. y Beaumont, E. A., (eds.), 1989. Structural concepts and techniques II. Basement-involved deformation. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Treatise of Petroleum Geology Reprints Series No. 10.
- Fries Jr., C.; Schmitter, E.; Damon, P. E.; Livingston, D. E. y Erickson, R., 1962. Edad de las rocas metamórficas en los cañones de la Peregrina y de Caballeros, parte Centro-Occidental de Tamaulipas. Boletín del Instituto de Geología, UNAM, No. 64, pp. 55-69.
- Galloway, W. E.; Bebout, D. G.; Fisher, W. L.; Dunlap Jr., J. B.; Cabrera, C. R.; Lugo, R. J. E. y Scott, T. M., 1991. Cenozoic. Geological Society of America. The Geology of North America, Vol. J, pp. 245-324.
- Garrison Jr., J. R.; Ramírez, R. C. y Long, L.E., 1980. Rb-Sr Isotopic study of the ages and provenance of Precambrian Granulite and Paleozoic Greenschist near Ciudad Victoria, Mexico. Symposium at Louisiana State University, the Origin of Gulf of Mexico and the Early Opening of the Central North Atlantic Ocean, pp. 37-49.
- Gibbs, A. D., 1983. Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics. Journal of Structural Geology, Vol. 5, No. 2, pp. 153-160.
- Goldhammer, R. K. y Johnson, C. A., 2001. Middle Jurassic-Upper Cretaceous paleogeographic evolution and sequence-stratigraphic framework of the northwest Gulf of Mexico Rim. American Association of Petroleum Geologists, The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems, Memoir, 75, pp. 45-81.
- González, G. R., 1976, Bosquejo geológico de la zona noreste, en Memoria del III Simposium de Geología de Subsuelo, Zona Noreste, Reynosa, Tamaulipas: Reynosa, Tamaulipas, Petróleos Mexicanos (PEMEX), pp. 5-30.
- González, G. R. y Holguín, Q. N., 1992. Las rocas generadoras de México. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Vol. XLII, No. 1, pp. 9-23.
- Gray, G. G.; Pottorf, R. J.; Yurewicz, D.A.; Mahon, K.I.; Pevear, D.R. y Chuchla, R.J., 2001, Thermal and chronological record of syn-to post-Laramide burial and exhumation, Sierra Madre Oriental, Mexico. American Association of Petroleum Geologists, The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems, Memoir 75, pp. 159-181.

- Groshong, R. H., Jr. 1989. Half-graben structures: Balanced models of extensional fault-bend folds. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 101, pp. 96-105.
- GSA, 1999. Geologic time scale. Geological Society of America.
- Guzmán, E. J., 1956, Bosquejo geológico de las regiones noreste, este y de la meseta central de México, en XX Congreso Geológico Internacional, Excursiones A-14 y C-6, Estratigrafía del Cenozoico y del Mesozoico a lo largo de la Carretera entre Reynosa, Tamaulipas y México, D. F., México, Universidad Nacional Autónoma de México, pp. 11-36.
- Guzmán, V. M. A.; Castro, O. L.; Román, R. J. R.; Medrano, M. L.; Clara, V. L.; Vázquez C. E. y Ziga R. G., 2001. El origen del petróleo en las subprovincias mexicanas del Golfo de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, Vol. XLIX, Nos. 1-2, pp. 31-46.
- Hamblin, W. K., 1965. Origin of "reverse drag" on the downthrown side of normal faults. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 76, pp. 1145-1164.
- Handschy, J. W.; Keller, G. R. y Smith, K.J., 1987. The Ouachita System in northern Mexico. *Tectonics*, Vol. 6, No. 3, pp. 323-330.
- Haq, B. U.; Handerbol, J. y Vail, P. R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, Vol. 235, pp. 1156-1167.
- Harding, T. P. y Lowell, J. D., 1979. Structural styles, their plate-tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Vol. 63, No. 7, pp. 1016-1058.
- Harris, B. A., 1952, Ejemplos de afallamientos en el Distrito Noreste de México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, Vol. IV, Nos. 7-8, pp. 297-302.
- Haskell, N.; Nissen, S.; Hughes, M.; Grindhaug, J.; Dhanani, S.; Heath, R.; Kantorowics, J.; Antrim, L.; Cubanski, M; Nataraj, R.; Schilly, M. y Wigger, S., 1999. Delineation of geologic drilling hazards using 3-D seismic attributes. *The Leading Edge*, Vol. 18, No. 3, pp. 373-382.
- Hatcher, R. D. Jr., 1990. *Structural Geology. Principles, Concepts and Problems*. Merrill Publishing Company, 531 p.
- Hovland, M.; Nygaard, E. y Thorbjorsen, S., 1998. Piercement shale diapirism in the deep-water Vema dome area, Voring Basin, Offshore Norway. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 15, pp. 191-201.
- Hubbert, M. K. y Rubey, W. W., 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 70, pp. 115-166.

- IMP, 1969. Seminario sobre exploración petrolera. Mesa Redonda No. 1. Problemas de Exploración de la Cuenca de Burgos, 156 p.
- Jacobo, A. J., 1986. El basamento del Distrito Poza Rica y su implicación en la generación de hidrocarburos. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, Vol 18, No. 1, pp. 5-24.
- Jacobo, A. J. y Murillo, M. G., 1989. Integración e interpretación petrogenética del basamento de México. *Inst. Mex. del Petróleo, Subdir. Tecnol. de Expl., Proyecto C-2017*, 101 p. (Inédito).
- Jackson, J. y McKenzie, D., 1983. The geometrical evolution of normal fault systems. *Journal of Structural Geology*, Vol. 5, No. 5, pp. 471-482.
- Karlo, J. F. y Shoup, R. C., 2000. Classification of syndepositional systems and tectonic provinces of the northern Gulf of Mexico. www.searchanddiscovery.net/documents/karlo/index.htm
- López, R. E., 1980. *Geología de México. Tomo II*.
- Lowell, J. D., 1985. Structural styles in petroleum exploration. *Oil and Gas Consultants International Inc., Tulsa, Oklahoma*, 460 p.
- Madrid, S. A., 1976. Consideraciones geológico-económicas del Jurásico Superior, Noreste de México. *PEMEX, III Simposium de Geología de Subsuelo, Zona Noreste, Reynosa, Tamps.*, pp.193-216.
- Mandl, G., 1988, *Mechanics of tectonic faulting, models and basic concepts: Amsterdam, Elsevier Science Publishers B.V.*, 407 p.
- Marrett, R. J. y Aranda, G. M., 1999. Structure and kinematics development of the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, Mexico. *South Texas Geological Society, Stratigraphy and structure of the Jurassic and Cretaceous platform and basin system of the Sierra Madre Oriental; Monterrey and Saltillo areas; northeast Mexico, a field book and related papers*, pp. 69-98.
- Marton, G. y Buffler, R. T., 1993. The southeastern Gulf of Mexico in the framework of the opening of the Gulf of Mexico basin. *GCSSEPM Foundation 13th Annual Research Conference Proceedings*, pp. 51-67.
- Mauduit, T. y Brun, J. P. 1998. Growth fault/rollover systems: birth, growth and decay. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 103, No. B8, pp. 18119-18136.
- McClay, K. R. y Scott A. D., 1991. Experimental models of hangingwall deformation in ramp-flat listric extensional fault systems. *Tectonophysics*, Vol. 188, pp. 85-96.
- McClay, K. R.; Dooley, T. y Lewis, G., 1998. Analog modeling of progradational delta systems. *Geology*, Vol. 26, No. 9, pp. 771-774.

- McFarland Jr., E. y Menes, L. S., 1991. Lower Cretaceous. Geol. Soc. of Amer., The Geology of North America, Vol. J, pp. 181-204.
- McKee, J. W.; Norris, W. J. y Long, L. E., 1984. History of recurrent activity along a major fault in northeastern Mexico. Geology, Vol. 12, pp. 103-107.
- Mixon, R. B.; Murray, G. E. y Díaz, G. T., 1959. Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic), State of Tamaulipas, Mexico. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol. 43, No. 4, pp. 757-771.
- Morán, Z. D. J., 1986. Breve revisión sobre la evolución tectónica de México. Geofísica Internacional, Vol. 25, No. 1, pp. 9-38.
- Morley, C. K. y Guerin, G., 1996. Comparison of gravity-driven deformation styles and behavior associated with mobile shales and salt. Tectonics, Vol. 15, No. 6, pp. 1154-1170.
- Morley, C. K.; Crevello, P. y Zulkifli Haji Ahmad, 1998. Shale tectonics and deformation associated with active diapirism: the Jerudong Anticline, Brunei Darussalam. Journal of the Geological Society, Vol. 155, pp. 475-490.
- Murillo, M. G. y Torres, V. R., 1987. Mapa petrogenético y radiométrico de la República Mexicana. Inst. Mex. del Petróleo, Subdir. Tecnol. de Expl., Proyecto C-2010. (Inédito).
- Ortiz, U. A.; López, O. E. y Gutiérrez, B. F. J., 1988. Interpretación geológica regional en el prospecto Cd. Victoria - Villagrán, Tamaulipas. Inst. Mex. del Petróleo, Subdir. Tecnol. de Expl., Proyecto C-4014, 141 p. (Inédito).
- Ortiz, U.A.; Gallo, P. I. y Téllez, F.R.A., 1989. Interpretación estructural regional en el prospecto Gruñidora. Inst. Mex. del Petróleo, Subdir. Tecnol. de Expl., Proyecto C-4020, 93 p. (Inédito).
- Ortiz, U. A.; Santamaría, O. D. y Riba, R. A., 1992. Consideraciones tectónicas sobre el basamento pre-mesozoico de una porción del noreste de México. Sociedad Geológica Mexicana, XI Convención Geológica Nacional, Resúmenes, pp. 143.
- Ortuño, A. F.; Adatte, T.; Ortiz, U. A.; Mandujano, V. J. y Riba R. A., 1990. Evolución geodinámica de los depósitos del jurásico superior en el área del prospecto Saltillo. Implicaciones económico-petroleras. Inst. Mex. del Petróleo, Subdir. Tecnol. de Expl., Proyecto CAO-4027, 398 p. (Inédito).
- Padilla y S. R. J., 1986. Post-Paleozoic tectonics of northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico. Geofísica Internacional, Vol. 25, No. 1, pp. 157-206.

- Peacock, D. C. P. y Sanderson, D. J., 1997. Geometry and development of normal faults. in evolution of geological structures in micro- to macro-scales, Chapter Two, Ed. S. Sengupta by Chapman & Hall, pp. 27-46.
- PEMEX, 1976. III Simposium de Geología de Subsuelo, Zona Noreste, Reynosa, Tamps., 280 p.
- PEMEX, 1998. Informe final del estudio del potencial remanente de la Cuenca de Burgos. (Inédito).
- Pérez, C. G. A., 1992. Geologic evolution of the Burgos Basin, northeastern Mexico. RICE University, Doctor of Philosophy Thesis, 155 p.
- Pindell, J. L., 1985. Alleghenian Reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and proto-Caribbean. *Tectonics*, Vol. 4, pp. 1-39.
- Pindell, J. y Kennan, L., 2001. Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. *Gulf Coast Associations of Geological Societes Transactions*. <http://www.tectonicanalysis.com/site/download/default.htm>
- Powley, D .E., 1999. Shale Domes. Search and Discovery Article #60001, <http://www.searchanddiscovery.net/documents/Shale/shale.htm>.
- Ramos, G. H.; Holguín, Q. N.; Callejón, A. F., Elrod, L y Bissada, K. K., 2001. Reservoir heterogeneity implications of the Burgos Basin, NE de Mexico. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, Vol. XLIX, Nos. 1-2, pp. 138-139.
- Reynoso, V. H., 1996. A Middle Jurassic Sphenodon-like Sphenodontian (Diapsida: Lepidosauria) from Huizachal Canyon, Tamaulipas, Mexico. *Journal of Vertebrate Paleontology*, Vol. 16, No. 2, pp. 210-221.
- Rivera, J. J., 1976. Estudios geofísicos del Jurásico franja oriental Península Burro-Picachos. PEMEX, III Simposium de Geología de Subsuelo, Zona Noreste, Reynosa, Tamps., pp.217-229.
- Rodríguez, S. E., 1969, Sedimentos del Oligoceno de la Cuenca de Burgos; aspecto regional, en Memoria del Seminario sobre Exploración Petrolera, Mesa Redonda No. 1, Problemas de Exploración de la Cuenca de Burgos: México, D.F., Instituto Mexicano del Petróleo, MR1(2).
- Rodríguez, L. D. E., 1976. Bioestratigrafía de la franja paleoceno – eoceno de la Cuenca de Burgos. PEMEX, III Simposium de Geología de Subsuelo, Zona Noreste, Reynosa, Tamps., pp.241-253.
- Román, R. J. R. y Holguín, Q. N., 2001. Subsistemas generadores de la región norte de México. El origen del petróleo en las subprovincias mexicanas del Golfo de

- México. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Vol. XLIX, Nos. 1-2, pp. 68-84.
- Ross, M. I. y Scotese, C. R., 1988. A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean regions. *Tectonophysics*, Vol. 135, pp. 139-168.
- Rowan, M. G. y Kligfield, R., 1989. Cross section restoration and balancing as aid to seismic interpretation in extensional terranes. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Vol. 73, No. 8, pp. 955-966.
- Rowan, M. G.; Vendeville, B. C. y Peel, F. J., 2001. The role of salt in gravitational failure of passive margins. *Petroleum systems of deep water basins: global and Gulf of Mexico experience*, 21st Annual Bob F. Perkins Research Conference, Gulf Coast Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation.
- Rueda, G. J.; Dueñas, M. A.; Rodríguez, J. L.; Minero, M. y Uribe, G., 1993. Los anticlinorios de Huizachal-Peregrina y de Huayacocotla: dos partes de la Fosa de Huayacocotla-El Alamar. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, Vol. XLIII, No. 2, pp. 1-29.
- Salvador, A., 1987. Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico Basin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Vol. 71, No. 4, pp.419-451.
- Salvador, A., 1991a. Triassic-Jurassic. *Geological Society of America. The Geology of North America*, Vol. J, pp. 131-180.
- Salvador, A., 1991b. Origin and development of the Gulf of Mexico basin. *Geological Society of America. The Geology of North America*, Vol. J, pp. 389-444.
- Sánchez, A. R., 1989. Contribuciones a la interpretación tectónica de Coahuila utilizando datos geofísicos. UNAM, DEPFI, Tesis de Maestría, 62 p.
- Santamaría, O. D.; Ortuño, A. F.; Adatte, T.; Ortiz, U. A.; Riba, R. A. y Franco, N. S., 1991. Evolución geodinámica de la Cuenca de Sabinas y sus implicaciones petroleras. Estado de Coahuila. Inst. Mex. del Petróleo, Subdir. Tecnol. de Expl., Proyecto C-3508, 437 p. (Inédito).
- Santiago, A. J.; Carrillo, B. J. y Martell, A. B., 1984. Geología petrolera de México. Evaluación de formaciones en México, Schlumberger, pp.1-3 - 1-36.
- Sawyer, R. T.; Buffler, R. T. y Pilger Jr., R. H., 1991. The crust under the Gulf of Mexico basin. *Geological Society of America. The Geology of North America*, Vol. J, pp. 53-72.

- Serrano, B. E.; Lara, R. J.; Holguín, Q. N. y Ziga, R. G., 1996. Integración geoquímica de la Cuenca Terciaria de Burgos. Memorias del V Congreso Latinoamericano de Geoquímica Orgánica, pp. 123-126.
- Shaub, F.J.; Buffler, R. T. y Parsons, J. G., 1984. Seismic stratigraphy framework of the deep central Gulf of Mexico Basin. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol. 68, No. 11, pp. 1790-1802.
- Shelton, J. W., 1984. Listric normal faults: an illustrated summary. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol. 68, No. 7, pp. 801-815.
- Shol, N. F.; Martínez, R. E.; Salmerón, U. P. y Soto, J. F., 1991. Upper Cretaceous. Geological Society of America. The Geology of North America, Vol. J, pp. 205-244.
- Tardy, M.; Sigal, J. y Glacon, G., 1974. Bosquejo sobre la estratigrafía y la paleogeografía de los flysch cretácicos del sector transversal de Parras, Sierra Madre Oriental, México. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Serie Divulgación, No. 2, pp. 12-28.
- Trudgill, B. D.; Rowan, M. G.; Fiduk, J. C.; Weimer, P., Gale, P. E.; Korn, B. E.; Phair, R. L.; Gafford, W. T.; Roberts, G. R. y Dobbs, S. W., 1999. The Perdido Fold Belt, northwestern Deep Gulf of Mexico, Part 1: Structural geometry, evolution and regional implications. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol. 83, No. 1, pp. 88-113.
- Van Rensbergen, P.; Morley, C. K.; Ang, D. W.; Hoan, T. Q. y Lam, N. T., 1999. Structural evolution of shale diapirs from reactive rise to mud volcanism: 3D seismic data from the Baram Delta, offshore Brunei Darussalam. Journal of the Geological Society, London, Vol. 156, pp. 633-650.
- Vazquez, R.; Mendoza, A.; Lopez, A.; Linares, M. y Bernal H., 1997. 3D seismic role in the integral study of the Arcabuz-Culebra Field, Mexico. The Leading Edge. Vol. 16, pp. 1763-1766.
- White, N. J.; Jackson, A. y McKenzie, D. P., 1986. The relationship between the geometry of normal faults and that of the sedimentary layers in their hanging walls. Journal of Structural Geology, Vol. 8, No. 8, pp. 897-909.
- Williams, G. y Vann, I. 1987. The geometry of listric normal faults and deformation in their hangingwalls. Journal of Structural Geology, Vol. 9, No. 7, pp. 789-795.
- Winker, Ch. D. y Buffler, R. D., 1988. Paleogeographic evolution of early deep-water Gulf of Mexico and margins, Jurassic to Middle Cretaceous (Comanchean).

- American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol. 72, No. 3, pp. 318-346.
- Xiao, H. y Suppe, J., 1992. Origen of rollover. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol. 76, No. 4, pp. 509-539.
- Yzaguirre, S. L. A., 1969, Geología regional de la Cuenca de Burgos, en Memoria del Seminario sobre Exploración Petrolera, Mesa Redonda No. 1, Problemas de Exploración de la Cuenca de Burgos: México, D. F., Instituto Mexicano del Petróleo, MR1(1).