



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN INGENIERIA
EXPLORACIÓN Y EXPLOTACIÓN DE RECURSOS NATURALES - EXPLORACIÓN

**MODELO CONCEPTUAL DE LA EVOLUCIÓN TECTONO-
ESTRATIGRÁFICA Y ESTRUCTURAL DE LA CUENCA DE
SABINAS, COAH., MÉX.**

T E S I S
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTOR EN INGENIERIA

P R E S E N T A:

M. en C. JUAN SANTIAGO HUICOCHEA ALEJO

Tutor :

Dr. Joaquin Eduardo Aguayo Camargo
Facultad de Ingeniería

CIUDAD UNIVERSITARIA, CIUDAD DE MÉXICO, AGOSTO 2019



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

JURADO ASIGNADO:

Presidente: Dr. Enrique Alejandro González Torres
Secretario: Dr. Renato Castro Govea
Vocal: Dr. Joaquín Eduardo Aguayo Camargo
1^{er}. Suplente: Dr. José Manuel Grajales Nishimura
2^{d o}. Suplente: Dr. Jorge Jacobo Albarrán

Lugar donde se realizó la tesis: Sabinas, Coahuila, México.

TUTOR DE TESIS:

Dr. Joaquín Eduardo Aguayo Camargo



FIRMA

DEDICATORIA

*A mis hijas: Mariana, Lucia y Carolina
Quienes han sido una alegría inmensa en cada una de las etapas de mi vida.*

*A mi madre, Josefina Alejo
Mujer fuerte, guerrera de la vida.*

AGRADECIMIENTOS

Agradezco enormemente al Dr. Joaquín Eduardo Aguayo, por todo su apoyo, por su gran conocimiento, dirección, paciencia y sobre todo, por su experiencia de vida compartida, que facilitó la realización y conclusión de esta meta.

A la Facultad de Ingeniería de la UNAM, por permitirme llevar a cabo mi doctorado en la sección de posgrado. También agradezco a la Coordinación de Estudios de Posgrado, por el apoyo otorgado mediante la beca CEP, para la realización de mis estudios.

A la E.S.I.A. Ciencias de la Tierra del Instituto Politécnico Nacional, quien me acogió e invito a participar en sus grandes proyectos e hizo posible la realización de mis estudios, financiando, compartiendo información, y facilitando el intercambio de ideas con su staff de especialistas. Es necesario hacer un reconocimiento por el interés de la ESIA en desarrollar proyectos vinculados con la industria, para brindarles a los estudiantes y colaboradores con intenciones de superación, la posibilidad de graduarse con proyectos innovadores.

Especial agradecimiento al ingeniero Guillermo Tarango Ontiveros, cuya experiencia y conocimiento geológico de la zona noreste y de todo México, fue de gran valía para enfocar los objetivos planteados y llevarlos a cabo sin contratiempo. Además, por supuesto agradezco, su amistad, su disponibilidad, sus consejos, sus historias y el gran apoyo que me brindó para realizar mis estudios.

CONTENIDO

Lista de figuras	i
Resumen	iv
Abstract	v
I. GENERALIDADES	1
I.1. Introducción	1
I.2. Localización del área de estudio	4
I.3. Objetivos	5
I.4. Metas	5
I.5. Metodología	6
II. GEOLOGÍA REGIONAL	8
II.1. Marco tectónico regional	8
II.2. Elementos tectónicos del noreste de México	9
II.3. Marco estratigráfico	13
III. ESTRATIGRAFÍA	16
III.1. Estratigrafía del área de estudio	16
III.2. Paleozoico	17
III.2.1. Complejo metamórfico (Pérmico)	17
III.2.2. Basamento granítico (Pérmico-Triásico)	18
III.3. Jurásico	19
III.3.1. Jurásico Inferior-Medio	19
III.3.2. Jurásico Superior	21
III.4. Cretácico	26
III.4.1. Cretácico Inferior	26
III.4.2. Cretácico Superior	39
III.5. Cenozoico	51
III.5.1. Plioceno	51
III.5.1.2. Cenozoico continental indiferenciado	51

IV.	ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO	52
	IV.1. Secuencia Pre-Oxfordiano-Tithoniano	52
	IV.2. Secuencia Berriasiano-Hauteriviano Inferior	55
	IV.3. Secuencia Hauteriviano Superior-Aptiano Inferior	57
	IV.4. Secuencia Aptiano Superior-Cenomaniano	60
	IV.5. Secuencia Turoniano-Maastrichtiano	62
V.	ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE SECCIONES COMPUESTAS	64
	V.1. Generalidades	64
	V.2. Modelo estructural de la sección regional compuesta I	67
	V.3. Modelo estructural de la sección regional compuesta II	72
	V.4. Modelo estructural de la sección regional compuesta III	79
VI.	DISCUSIÓN	82
VII.	CONCLUSIONES	92
	REFERENCIAS	94

LISTA DE FIGURAS

Figura	Descripción	Pág.
Figura I.1.	Localización de la Cuenca de Sabinas.	4
Figura II.1.	Imagen de satélite del noreste de la República Mexicana, mostrando las cuencas y paleoelementos localizados en la zona de influencia del área estudiada.	8
Figura II.2.	Mapa regional con los principales elementos tectónicos comprendidos dentro de las Provincias Tectono-estratigráficas del Pacífico Oriental, (provincia Oeste de México) y del Oeste del Golfo de México (margen oriental pasiva del Golfo de México), desde el Paleozoico Superior hasta el Cretácico Superior. (Goldhammer, R.K. and Johnson, C.A., 2002).	11
Figura II.3.	Mapa paleo tectónico del NE de México, SW de Texas, y Sur de Nuevo México, mostrando las características tectónicas (Goldhammer et al., 1991).	12
Figura III.1.	Tabla Estratigráfica de las cuencas de Sabinas y la Isla de Coahuila.	16
Figura III.2.	Capas delgadas a medianas de metareniscas intercaladas con metalutitas de estratificación delgada y laminar del Complejo Metamórfico aflorante en el flanco SW del Anticlinal de San Marcos.	17
Figura III.3.	Discordancia angular entre las metalutitas del Complejo Metamórfico Pérmico y los conglomerados rojos de la Formación Las Palomas, del Jurásico Inferior – Medio en el Flanco SW del Anticlinal de San Marcos.	18
Figura III.4.	A) Basamento granítico en la Sierra Las Delicias y B) Cubierto en discordancia por la Formación Las Uvas del Cretácico Inferior.	19
Figura III.5.	Afloramiento de la Formación Las Palomas del Jurásico Inferior – Medio, en el Anticlinal de la Gavia. (A) Limolitas y areniscas rojas de grano fino a medio con laminación paralela a la base y estratificación cruzada en la parte intermedia. (B) Areniscas de grano fino con laminación, gradación y estratificación cruzada.	20
Figura III.6.	<i>Grainstone</i> de oolitas, bioclastos y peletoides con pisolitas y carpetas laminares de algas.	21
Figura III.7.	Formación Zuloaga en el Cañón de Las Cortinas. Capas de <i>packstone</i> – <i>grainstone</i> de bioclastos con carpetas de algas y estructuras diagenéticas de ojo de pájaro.	22
Figura III.8.	Lutitas negras carbonosas con abundante materia orgánica, nódulos calcáreos de la Formación La Casita en su Miembro Inferior (arcillo-calcáreo) aflorando en el Núcleo del Anticlinal de los Muertos en el área del Cañón de las Cortinas.	24
Figura III.9.	Formaciones del Jurásico Superior y Cretácico Inferior en el flanco NE del Anticlinal de La Gavia. A).- La Casita, B).- San Marcos y C).- Cupido.	26
Figura III.10.	Secuencia estratigráfica de las formaciones del Cretácico Inferior en el flanco NE del Anticlinal de Obayos. A) Menchaca–Barril Viejo, B) Padilla, C) La Virgen y D) Cupido.	27
Figura III.11.	Afloramiento de la Formación Taraises en el Cañón de Las Cortinas, constituido por lutitas y limolitas calcáreas en capas de 20 a 60 cm. de espesor.	30
Figura III.12.	Flanco SW del Anticlinal de La Virgen, contacto entre las formaciones: A) La Virgen de facies evaporítica en paquetes potentes de anhidritas con intercalaciones de dolomías, y B) Cupido constituida por capas medianas y gruesas de <i>wackstone</i> – <i>packstone</i> .	33
Figura III.3.	Rocas del Cretácico Inferior y Medio aflorantes en el flanco NE (vista al NW) del anticlinal de Obayos.	35
Figura III.14.	Afloramiento de la Formación Cupido (cima) en el Cañón del Anticlinal de la Gavia. Capa de <i>mudstone</i> – <i>wackstone</i> con abundantes <i>orbitolinidos</i> (<i>Orbitolina sp</i>) marcados con flechas en las elipses.	35

Figura III.15.	Afloramiento de la Formación Cupido en el Cañón de las Cortinas. Capas de <i>wackstone</i> – <i>packstone</i> de pellas, bioclastos color gris claro con intercalaciones de dolomías (colores sepia) de textura media. Se aprecian fracturas perpendiculares a la estratificación.	35
Figura III.16.	Afloramiento en el flanco norte volcado del Anticlinal de Los Muertos en el Cañón de Las Cortinas. Capas verticales indicando el contacto transicional entre las formaciones: Taraises del Berriasiano – Hauteriviano y Cupido del Barremiano – Aptiano Inferior.	36
Figura III.17.	Afloramiento en el flanco NE del Anticlinal de La Gavia, mostrando a la Formación La Peña sobreyaciendo a la Formación Cupido del Cretácico Inferior y subyaciendo a la Formación Aurora del Cretácico Medio.	37
Figura III.18.	Contacto discordante de la Formación Las Uvas de la cima del Cretácico Inferior con el basamento granítico Permo – Triásico y concordante con la Formación Acatita del Cretácico Medio.	39
Figura III.19.	Afloramiento en el flanco Norte del Anticlinal de Los Muertos en el Cañón de Las Cortinas, mostrando a la Formación Aurora subyaciendo por plegamiento inverso a la Formación La Peña del Cretácico Inferior.	40
Figura III.20.	Formación Acatita dolomías gris oscuro y café oscuro por impregnación de aceite exhumado. Localidad de Agua Grande en la margen oriental de la Sierra de Las Delicias	42
Figura III.21.	Formación Kiamichi en contacto normal con las formaciones: Aurora, y George Town en el flanco SW del Anticlinal de Nadadores	43
Figura III.22.	Formación George Town en contacto normal con la formaciones: Kiamichi y Del Río en el flanco SW del Anticlinal de la Gavia.	44
Figura III.23.	Formación Buda en flanco SW del Anticlinal de Agua Chiquita con bivalvos (<i>Inoceramus labiatus</i>) que le definen edad Turoniano.	47
Figura IV.1.	Diagrama de la secuencia pre-Oxfordiano-Tithoniano.	53
Figura IV.2.	Diagrama de la secuencia Berriasiano – Hauteriviano Inferior.	56
Figura IV.3.	Diagrama de la secuencia Hauteriviano Superior – Aptiano Inferior.	58
Figura IV.4.	Diagrama de la secuencia Hauteriviano Superior – Aptiano Inferior.	60
Figura V.1.	Ejemplo del Proceso de una línea sísmica: A) interpretación geológica del perfil sísmico, B) Conversión a profundidad y C) Modelo desarrollado considerando características de las formaciones cortadas por el pozo de calibración.	65
Figura V.2.	Interpretación estructural de las rocas aflorantes en el Anticlinal de Cristo-Capulín, mostrando los ejes de pliegue calculados con el método de proyección de pliegue <i>Kink</i> (método de balanceo de secciones).	65
Figura V.3.	Imagen de satélite del área de la Cuenca de Sabinas y localización de las secciones geológicas estudiadas. También se muestran graficados los datos estructurales medidos a lo largo de las mismas.	66
Figura V.4.	Parte suroeste de la sección estructural regional 1, en la parte sureste de la Cuenca de Sabinas, entre la Sierra de La Gloria y el área Éxito.	68
Figura V.5.	Parte noreste de la sección estructural regional 1, entre la Sierra de Pájaros Azules, Mesa de Cartujanos y el Pozo CSA-153.	69
Figura V.6.	Sección regional compuesta I, en la que se muestran las estructuras que la integran y los valores de restitución.	71
Figura V.7.	Parte suroeste de la Sección Estructural Regional II que cruza de SW a NE el área central de la Cuenca de Sabinas, entre los anticlinales de: Agua Salada, Cristo – Capulín, Nadadores, Buena Suerte – Monclova, Forastero y de Obayos.	73
Figura V.8.	Plegamiento que presentan las formaciones del Jurásico Medio – Cretácico en el Anticlinal de Obayos y los anticlinales sepultados, mostrando las fallas inversas de despegue por compresión al SW de las tres estructuras.	74
Figura V.9.	Parte noreste de la sección transversal regional II, mostrando en la parte superior los perfiles de las líneas sísmicas seleccionadas para la interpretación estructural: Pirineo y Merced.	75
Figura V.10.	A la izquierda se presenta la interpretación estructural de la línea sísmica seleccionada del cubo 3D del área Pirineo, mostrando el plegamiento y fallamiento formado en las rocas del basamento, Jurásico y Cretácico. A la derecha se presenta el perfil estructural del	76

área Pirineo con el Pozo CSA-154 confirmando los espesores de las formaciones perforadas.

- Figura V.11.** A la izquierda se presenta la interpretación estructural de la línea sísmica seleccionada del cubo 3D del área del Campo Merced, mostrando el plegamiento y fallamiento en las rocas del basamento y Mesozoicas del Jurásico y Cretácico. A la derecha se presenta el perfil estructural de la estructura con el pozo CSA-94, confirmando los espesores de las formaciones perforadas. 76
- Figura V.12.** Sección estructural regional II del área central de la Cuenca de Sabinas, mostrando los estilos de plegamiento y fallamiento en sus áreas SW y NE. 77
- Figura V.13.** Sección regional compuesta II, en la que se muestran las estructuras que la integran y los valores de restitución. 78
- Figura V.14.** Parte suroeste de la sección regional III, mostrando las formaciones aflorantes que conforman los anticlinales: Cristo – Capulín, Salsipuedes y Santa Rosa y el plegamiento interpretado en el subsuelo con los datos de la línea sísmica (CSA-53). 79
- Figura V.15.** Configuración estructural de los anticlinales que conforman las sierras de Cristo – Capulín y Salsipuedes. 80
- Figura V.16.** Perfil estructural de la línea sísmica del Área Hundido, que muestra los estilos estructurales interpretados por arriba y por debajo de la rampa de separación de la Formación La Mula; y sección estructural mostrando las formaciones del Jurásico Superior y Cretácico identificados en las líneas sísmicas y confirmados por el Pozo CSA-53. 81
- Figura V.17.** Anticlinal de Santa Rosa interpretado con datos estructurales de geología superficial mostrando las fallas del basamento y su influencia en el plegamiento de las rocas del Jurásico y Cretácico. 81
- Figura V.18.** Líneas sísmicas y sección estructural de la parte NE de la sección regional III. 82
- Figura V.19.** Sección regional compuesta III, en la que se muestran las estructuras que la integran y los valores de restitución. 83

RESUMEN

La Cuenca de Sabinas es una estructura plegada, limitada por fallas regionales jurásicas San Marcos y La Babia, cuyo desarrollo y evolución está fundamentada en la conceptualización de tres elementos principales, el basamento cristalino en el proceso de deformación de la cuenca, la afectación de las fallas jurásicas en la cubierta sedimentaria, y la deformación asociada a la tectónica compresiva de la Orogenia Laramide.

El objetivo de este trabajo fue definir la evolución de la deformación de La Cuenca de Sabinas, mediante la reconstrucción y proyección geométrica de las formas que la integran, lo que permitió el análisis de la relación entre los rasgos estructurales preexistentes jurásicos y el desarrollo de la cubierta sedimentaria. Mediante la combinación de varios métodos de medición, como son el análisis de perfiles sísmicos, registros geofísicos de pozo y la técnica de secciones balanceadas, fue posible realizar un análisis estructural detallado a diferentes niveles de profundidad. Se modelaron con este propósito, tres secciones regionales compuestas orientadas SW-NE, la primera en la porción sur, con longitud de 170 km, la segunda, en el centro con 130 km, y la tercera en el norte, también con aproximadamente 130 km. Con el diseño de estas secciones compuestas, se identificaron en las estructuras de las áreas sureste y centro-oriental de la cuenca, cuatro niveles estructurales, asociados a la generación de rampas de despegue: dos rampas en el basamento, una dentro del basamento y otra en la superficie del mismo. Los otros dos niveles de despegue identificados, se ubican en los límites evaporíticos de las formaciones: Olvido del Jurásico Superior y La Mula-La Virgen del Cretácico Inferior. La parte occidental de la cuenca, presenta la mayor profundización y potencia de espesores de los sedimentos. Las estructuras son preferencialmente simétricas, con vergencia hacia el NE. El modelo predominante de la deformación es de pliegues por propagación de falla. Los valores de acortamiento medidos en la zona son: Sección Sur 10.57 km; centro 32.2 km; norte 17.99 km.

El análisis estratigráfico de la columna mesozoica, por otro lado, consistió en la observación de la sucesión vertical y variación lateral de facies, para caracterizar las unidades litoestratigráficas y ubicarlas en el tiempo espacio; conocer su alcance crono estratigráfico e identificar las transgresiones y regresiones que actuaron y afectaron la sedimentación en el área. Se definió la dinámica sedimentaria, con base en cinco secuencias estratigráficas: Pre-Oxfordiano-Tithoniano, Berriasiano-Hauteriviano Inferior, Hauteriviano Superior-Aptiano Inferior, Aptiano Superior-Cenomaniano y Turoniano-Maastrichtiano.

En esta tesis se concluye, que los elementos estructurales conocidos como La falla San Marcos y La Babia, a las cuales se les atribuyen movimientos laterales responsables del desarrollo de la cuenca, no presentaron movimientos de tipo horizontal, ni tuvieron participación activa en la evolución de la cuenca. La falla La Babia, por otro lado, no presenta datos superficiales, ni continuidad a profundidad, lo que implica que solo es una interpretación de un lineamiento topográfico, que no representa una falla antigua que dio origen a la Cuenca de Sabinas. Por tanto el modelo propuesto para la zona, es una cuenca intracratónica con estructura de medio graben, cuyo plano de separación es la falla San Marcos. La asociación con la cubierta sedimentaria, se considera, de acuerdo a las características predominantemente transgresivas y al análisis sedimentario de las formaciones, que se depositaron en cada intervalo de tiempo, un evento continuo transgresivo, controlado por la subsidencia en respuesta a la tasa de depositación de los sedimentos y a la tectónica local.

ABSTRACT

The Sabinas Basin is a folded structure, limited by Jurassic regional faults San Marcos and La Babia, whose development and evolution is based on the conceptualization of three main elements, the crystalline basement in the deformation process of the basin, the affectation of jurassic faults in the sedimentary cover, and the deformation associated with the compressive tectonics of the Orogenia Laramide.

The objective of this paper was to define the evolution of the deformation of the Sabinas Basin, through the reconstruction and geometric projection of the forms that comprise it, which allowed the analysis of the relationship between the existing Jurassic structural features and the development of the sedimentary cover. By combining several measurement methods, such as seismic profile analysis, geophysical well logging and the balanced section technique, it was possible to perform a detailed structural analysis at different depth levels. For this purpose, three SW-NE oriented regional composite sections were modeled, the first in the southern portion with 170 km long, the second in the center with 130 km, and the third in the north, also with approximately 130 km . With the design of these composite sections, four structural levels were identified in the structures of the southeast and central-eastern areas of the basin, associated with the generation of take-off ramps: two ramps in the basement, one inside the basement and another on the surface of it. The other two identified levels of take-off, are located in the evaporitic boundaries of the formations: Olvido Upper Jurassic and La Mula-La Virgen Lower Cretaceous. The western part of the basin has the greatest depth and thickness power of the sediments. The structures are preferentially symmetrical, with vergence towards the NE. The predominant model of deformation is of folds by fault propagation. The shortening values measured in the area are: South Section 10.57 km; center 32.2 km; North 17.99 km.

The stratigraphic analysis of the Mesozoic column, on the other hand, consisted of the observation of the vertical succession and lateral variation of facies, to characterize the lithostratigraphic units and place them in space time; getting to know its chrono-stratigraphic reach and identify the transgressions and regressions that acted and affected sedimentation in the area. Sedimentary dynamics were defined, based on five stratigraphic sequences: Pre-Oxfordian-Tithonian, Lower Berriasian-Hauterivian, Upper Hauterivian-Lower Aptian, Upper Aptian-Cenomanian and Turonian-Maastrichtian.

In this thesis it is concluded, that the structural elements known as the fault San Marcos and La Babia, which are attributed with lateral movements responsible for the development of the basin, did not present horizontal movements, nor did they have active participation in the evolution of the basin. The Babia fault, on the other hand, does not present superficial data, nor continuity in depth, which implies that it is only an interpretation of a topographic guideline, which does not represent an ancient fault that gave rise to the Sabinas Basin. Therefore, the proposed model for the area is an intra-cratonic basin with a half graben structure, whose plane of separation is the San Marcos fault. The association with the sedimentary cover, is considered, according to the predominantly transgressive characteristics and sedimentary analysis of the formations, which were deposited in each time interval, a continuous transgressive event, controlled by the subsidence in response to the deposition rate of sediments and local tectonics.

I. GENERALIDADES

I.1 Introducción

México es un país considerado básicamente petrolero por sus grandes y diversos yacimientos de hidrocarburos, que posee, los cuales se distribuyen a lo largo de la franja que bordea el golfo de México. Uno de ellos es la Cuenca de Sabinas, en la que además de yacimientos ricos en gas, también cuenta con carbón y diversos minerales industriales.

La Cuenca de Sabinas posee una area aproximada de 37, 000 Km², esta situada en el noreste de México. Es una cuenca sedimentaria mesozoica con un espesor de mas de 5,000 m de rocas depositadas en ambiente marino, su genesis esta relacionada a la separación de las placas que a fines del Paleozoico y principios del Mesozoico (Permo-Triásico) integraban al supercontinente Pangea, (Goldhammer y Johnson, 1991) y posterior apertura del protogolfo de Mexico, en el Jurásico Medio. La deformacion principal que la afecto corresponde al levantamiento tectonico Laramidico en el Paleogeno (Eguiluz, 2000).

El término Cuenca de Sabinas fue introducido por Álvarez, (1949, in Longoria, 1984) refiriéndose a una gran depresión o área negativa, la cual se originó a partir del Jurásico Temprano. Humphrey (1956) acuño el término Golfo de Sabinas al descubrir los elementos paleogeográficos del Estado de Coahuila presentes durante el Jurásico Tardío.

Se ha definido como una cuenca intracratónica, limitada por los paleoelementos: Isla de Coahuila y Península de Tamaulipas. Las rocas que afloran dentro de la región varían en edad del Jurásico Tardío al Cuaternario (Young, 1972, 1983; Flores-Galicia, 1988; Santamaría-Orozco, 1990; Eguiluz de Antuñano, 2001; Román-Ramos y Holguín-Quiñones, 2001).

La columna estratigráfica generalizada consiste de: Rocas terrígenas continentales (formaciones: Las Palomas del Jurásico Inferior-Medio, La Gloria del Jurásico Medio y del Grupo Navarro Taylor); marinas de aguas someras (formaciones: Minas Viejas y Olvido del Jurásico Medio-Superior; Padilla, La Virgen, La Mula y Cupido del Cretácico Inferior); calcáreo-arcillosas (formaciones: La Casita del Jurásico Superior; Menchaca, Barril Viejo y la Peña del Cretácico Inferior; Taraises del Cretácico Medio; Kiamichi, Del Río, Eagle Ford y Austin, del Cretácico Superior); carbonatos de aguas profundas (formaciones: Tamaulipas Superior/Aurora y George Town del Cretácico Medio y Buda del Cretácico Superior).

Cuando se inicia la apertura del Golfo de México en el Triásico Superior, las características del movimiento de tipo extensivo, generaron una serie de fosas orientadas norte-sur entre las que se encuentra la Cuenca de Sabinas y algunos paleoelementos positivos que intervinieron en la dinámica de deformación en el área, tales como la Península de Tamaulipas (Arco Burro Salado), las islas de Coahuila, Guaxcamamiquihuana al sur, la Mula y Monclova en el área central de la Cuenca de Sabinas, entre otros. Se ha propuesto que el Norte de México fue afectado posteriormente, durante el Jurásico, por un sistema de megacizallas conocidas como: Megacizalla Mojave-Sonora, falla San Marcos y falla La Babia, que moldearon y fueron parte importante en el desarrollo de la cuenca (Padilla y Sánchez, 1982; Goldhammer y Johnson, 1991).

Los esfuerzos compresionales en el noreste de México originaron diversos estilos estructurales, cada uno característico de la zona en que se desarrolló, por ejemplo: el de la Cuenca de Parras, la Curvatura (o saliente) de Monterrey, la Cuenca de Sabinas, etc. Esta última, muestra pliegues simétricos con orientación NNW-SSE con flancos de fuerte pendiente e influencia de diapiros (Murray, 1959; Murray, et al., 1962; Padilla y Sánchez, 1982; Laudon, 1984).

El rasgo más predominante en el norte de México y al que se le atribuyen las características de la dinámica de deformación y la ocurrencia de fallas paralelas importantes asociadas a su desplazamiento es la Megacizalla Mojave- Sonora, que es un lineamiento orientado NW-SE y que según Anderson y Silver (1983) tuvo un movimiento lateral izquierdo durante el Jurásico Medio. Se ha propuesto que se extiende desde el desierto de Mojave (al Este de California, USA), hasta el Golfo de México (Anderson y Schmidt, 1983). Los lineamientos y fallas mejor documentadas, también con orientación NW-SE son principalmente el lineamiento de Torreón-Salttillo (De Cserna, 1971; 1976); las fallas San Marcos (McKee *et al.*, 1984, 1990; Chávez-Cabello, 2005) y La Babia (Charleston, 1981).

La falla de San Marcos está situada entre la Cuenca de Sabinas y la Paleo-isla de Coahuila (Arco Las Delicias). Esta estructura multireactivada tiene una longitud aproximada de 300 km y un rumbo NW-SE con echado al NNE. Fue activa durante los tiempos pre-Tithoniano y Neocomiano, acomodando tentativamente la extensión de la corteza en dirección NNE. Esta extensión contribuyó al crecimiento de la Cuenca de Sabinas (Chávez-Cabello *et al.* 2005).

La falla de La Babia representa el límite entre la Cuenca de Sabinas y la Plataforma Burro-Peyotes. Tiene un rumbo S55°E y probablemente una componente de corrimiento lateral izquierdo por el posible desplazamiento del Arco de Tamaulipas con respecto a la Plataforma Burro-Peyotes (Charleston, 1981; Padilla y Sánchez, 1986).

De esta manera, se observan dos vertientes importantes en la dinámica de evolución de la cuenca, que aun presentan inconvenientes y son factibles de estudio: una es la complicada estratigrafía de la zona, y la otra es la relación de la deformación tanto de la cubierta sedimentaria como del basamento.

En la primera, las unidades de roca presentan una complicación en espacio y tiempo evidenciado por los cambios de facie y las variaciones litológicas verticales, que una definición clásica de la columna no es suficiente para definir el aspecto dinámico entre la depositación de estas unidades de roca y la deformación de la cuenca. En cuanto a la deformación, tenemos a la Cuenca de Sabinas limitada por dos fallas paralelas NW-SE presuntamente formadas durante el Jurásico (San Marcos y La Babia) y dos fallas con orientación N-S (las fallas Alegre y Caballo) de las que se conoce muy poco; además de una serie de pliegues y cabalgaduras formadas durante la Orogenia Laramide a finales del Cretácico.

En la región de estudio se tienen elementos estructurales (fallas jurásicas preexistentes sepultadas, rocas evaporíticas y lutitas poco resistentes presentes en el subsuelo) desconocidos hasta ahora, pero que son indispensables no sólo para conocer los mecanismos de deformación que los generaron sino también para la identificación de trampas de yacimientos petroleros.

Aunque esta zona ha sido objeto de una intensa exploración, el conocimiento de la evolución de la cuenca, aun hoy en día, presenta interrogantes sobre la dinámica de deformación y rasgos estructurales preexistentes, que presumiblemente, juegan un rol importante en el desarrollo de la columna estratigráfica.

Este hecho, es lo que motiva esta investigación, el generar un modelo lo más cercano posible a la realidad, que permita visualizar de manera regional, como está estructurada la cuenca, como están dispuestos los elementos que la componen, y más aún, poder realizar un análisis detallado desde un punto de vista dinámico, con el que se pudiese, responder las interrogantes planteadas del origen y evolución de la cuenca.

Básicamente, se aplicaron en este estudio dos técnicas fundamentales, una de reconstrucción geométrica, como son las secciones estructurales balanceadas, y la otra, el análisis estratigráfico. Con esta última, se pretende detallar las características litoestratigráficas de las unidades y las variaciones laterales y verticales, además identificar y ordenar las secuencias sedimentarias reconocidas para visualizar con mayor claridad su evolución en espacio y tiempo.

En cuanto a la reconstrucción de la deformación de la cuenca, el método de balanceo de secciones estructurales permite obtener una reconstrucción del subsuelo mediante la utilización de datos medidos en superficie, considerando por supuesto, el principio de conservación de masa (Dahlstrom, 1969), y asumir las condicionantes geométricas en las que se minimizan rasgos en estratos no deformados y posteriormente deformados, como es el área, longitud y espesor (Suppe, 1985; Wilkerson y Dicken, 2001).

En el diseño de las secciones se utilizaron datos de secciones sísmicas, estructurales superficiales y registros eléctricos con el objetivo de obtener información confiable en la reconstrucción geométrica de los elementos positivos de la deformación superficial que han sido parcial o totalmente erosionados, así como la proyección hacia el subsuelo. Esta información será de mucha utilidad para resolver las interrogantes que han prevalecido a lo largo del tiempo, sobre las fallas Jurásicas NW-SE que limitan a la cuenca, en cuanto a su origen, tipo de movimiento y función sobre la deformación posterior.

De esta manera, al final del trabajo, se generó el análisis completo de la columna tipo de la zona; Secciones Balanceadas modeladas y calibradas que permiten observar de manera regional rasgos importantes de la deformación de la cuenca, con aporte de datos cuantitativos del movimiento a la que estuvo sujeta y que servirán para resolver interrogantes sobre la evolución de La Cuenca de Sabinas.

I.2 Localización del área de estudio

La Cuenca de Sabinas geográficamente se ubica en el noreste de México, ocupando el área centro-oriental del estado de Coahuila y la parte centro-occidental de Nuevo León, entre los paralelos $26^{\circ} 00' 00''$ y $28^{\circ} 30' 00''$ y los meridianos $100^{\circ} 00' 00''$ y $102^{\circ} 30' 00''$ aproximadamente. Su forma es elíptica y alargada, orientada NW-SE, cubriendo las regiones desde el poblado de Melchor Muzquiz, Coah., por el noroeste hasta los linderos de la ciudad de Monterrey por el sureste (Figura I.1).

La zona de interés para la realización de este estudio está en la parte Centro-Norte de la cuenca, localizada entre las ciudades de Sabinas al norte y de Castaños al sur de Monclova, Coah.

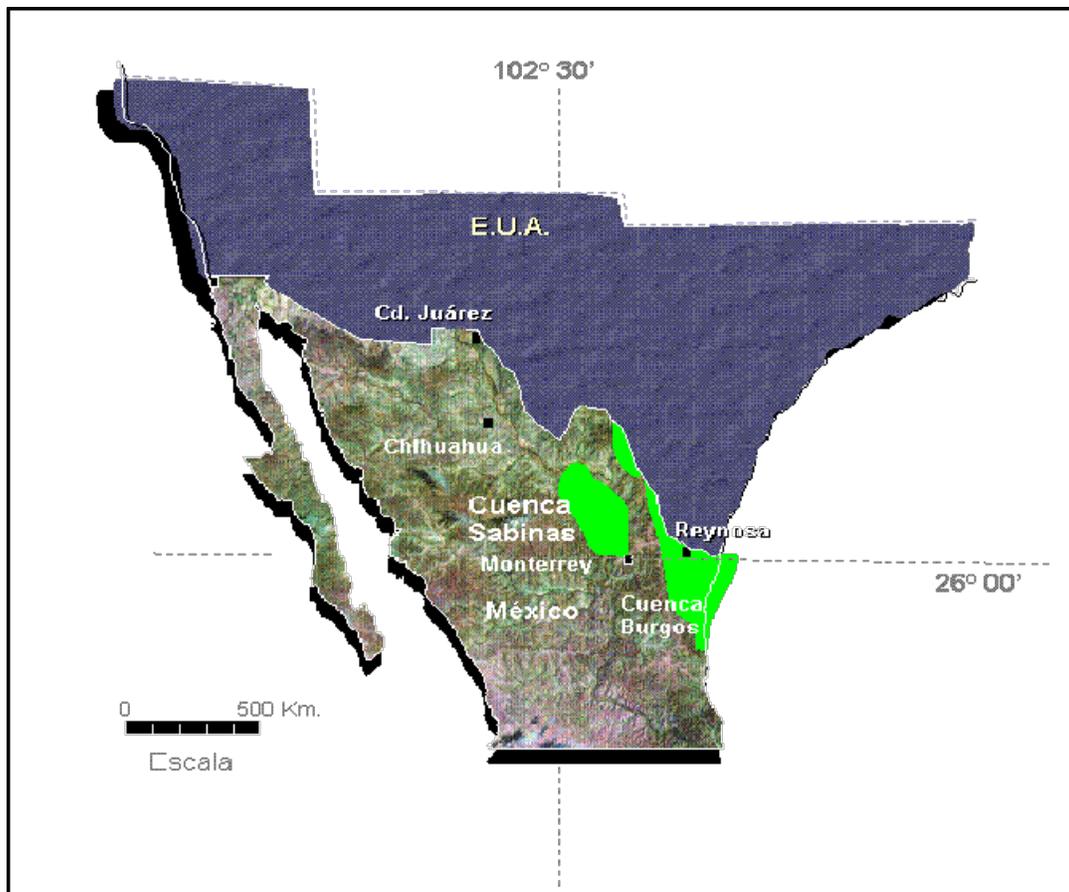


Figura I.1. Localización de la Cuenca de Sabinas (zonas resaltadas en color verde representan a La Cuenca de Sabinas y La Cuenca de Burgos, respectivamente).

I.3 Objetivos

Definir la evolución de la deformación de La Cuenca de Sabinas, mediante la reconstrucción y proyección geométrica de las formas que la integran, que permita el análisis de la relación entre los rasgos estructurales preexistentes jurásicos y el desarrollo de la cubierta sedimentaria.

Objetivos específicos

- 1) Analizar las características estratigráficas regionales de las formaciones que integran la cuenca.
- 2) Definir, en lo posible, secuencias de eventos de depósito de sedimentos, para analizar su relación con episodios de deformación que afectaron el área de estudio.
- 3) Definir las cimas de las Formaciones de la columna tipo del área de estudio, mediante secciones sísmicas, para visualizar sus relaciones espaciales dentro de la columna sedimentaria (Actividad realizada con soporte del equipo de geofísica del Instituto Politécnico Nacional, para el procesamiento de los perfiles sísmicos seleccionados).

I.4 Metas

Las metas que se pretenden en este proyecto y que serán la base para responder a las interrogantes sobre la evolución de la zona de estudio, se llevaran a cabo mediante dos líneas de análisis, estratigráficas y estructurales; de esta manera tenemos que la meta esperada en cuanto a la cubierta sedimentaria será:

Realizar un análisis estratigráfico en el que se definan una serie de esquemas que representen la secuencia estratigráfica, mapas de isopacas por formación, análisis de subsidencia, principalmente, para conceptualizar de forma correcta la evolución de la cuenca.

Estructuralmente, la meta esperada es:

Modelar tres secciones regionales balanceadas compuestas, calibradas mediante información sísmica y de registros eléctricos de pozo, ubicadas en la zona de estudio, en la parte central con una longitud de 130 km; norte con 130 km y sur con longitud de 170 km; que muestren la reconstrucción y proyección de la deformación de la cuenca, con la intención de visualizar de manera regional la geometría y los rasgos estructurales presentes en el área.

I.5 Metodología

La metodología se dividió en cuatro etapas, 1) Documentación, 2) Medición y análisis de datos estructurales y estratigráficos, 3) Desarrollo de modelado, y finalmente 4) Integración e interpretación. La información generada en cada una de estas etapas sirvió en el desarrollo de los objetivos específicos planteados, además de establecer las bases en la conceptualización del modelo a proponer.

Documentación.

- Compilación y revisión de información, tanto de artículos técnicos en revistas de investigación, reportes técnicos de compañía que desarrollo trabajos en la zona y trabajos de investigación realizados en el área con interés académico.
- Clasificación y selección de la información utilizada para realizar el análisis previo de las características litológicas de cada una de las formaciones que integran la columna tipo del área.
- Creación de base de datos de topes de formación, de acuerdo a reportes técnicos de al menos 168 pozos del área de estudio.

Medición y análisis de datos estructurales y estratigráficos.

- Revisión de imágenes de satélite *Landsat*. En este punto se revisó las imágenes de satélite de manera cualitativa, para visualizar de manera regional la geometría de la deformación y detectar los rasgos estructurales más importantes en el área. Se definió con base en la información obtenida, la posición y dirección de las tres secciones Balanceadas regionales propuestas en este proyecto.
- Análisis de secciones sísmicas (Información proporcionada por IPN, utilizada para el desarrollo de proyecto de vinculación IPN-PEMEX). Involucra tentativamente la interpretación estructural, identificación de estructuras y la diferencia en la respuesta de los reflectores sísmicos a lo largo de una sección para establecer analogías de comportamiento estructural; además de controlar los contactos de topes de formaciones.
- Se realizó la interpolación de datos de espesores de Formación y la generación de varios planos de subsidencia ubicando los depocentro por unidad de tiempo, para visualizar la distribución de espesores a lo largo de la cuenca. Estos datos no son presentados en el cuerpo de este reporte, por considerar que los datos son limitados, no cubren en su totalidad la cuenca y no pueden ser utilizados de manera concluyente, pero fueron de gran ayuda para el análisis de la cubierta sedimentaria Cretácica.
- Análisis de información petrográfica de reportes técnicos (realizados por el IPN, IMP y PEMEX).
- Análisis de Paleo ambientes
- Análisis de secuencias estratigráficas.

- Trabajo de campo. Medición en campo de datos estructurales y control estratigráfico para la realización del modelado de las secciones balanceadas definidas.

Desarrollo de modelado.

- Elaboración y modelado de las secciones balanceadas regionales.
- Establecer una relación entre la deformación de la cuenca y las características sedimentológicas. En este apartado, con la petrografía de las rocas de la columna sedimentaria y el análisis de su ambiente de depósito, se podrá establecer la posición espacio-tiempo de las formaciones productoras de hidrocarburos.

Integración e interpretación.

- Revisión del modelo y calibración del mismo mediante datos de registros eléctricos y tentativamente secciones sísmicas.
- Interpretación del modelo.
- Redacción final.

II. GEOLOGÍA REGIONAL

II.1 Marco tectónico regional

El área de estudio se encuentra enmarcado dentro de las áreas de influencia de las cuencas de: Sabinas, La Popa y Parras; de los paleoelementos: Península de Tamaulipas e Isla de Coahuila; y del Frente Norte – Noreste del Complejo Montañoso de Monterrey (Figura II.1). Tiene un relieve topográfico abrupto formado por un sistema de grandes cadenas montañosas armadas en gran parte de su desarrollo por rocas sedimentarias marinas mesozoicas, y en menor proporción en rocas ígneas intrusivas paleozoicas y terciarias, conformando también valles paralelos, de amplitud y extensión considerable que se corresponden con estructuras anticlinales y sinclinales alargadas de edad Laramídica; muchas de ellas afectadas en su porción norte por fallas inversas con desplazamiento al SW, y otras en su porción Sur con desplazamiento al N – NE.

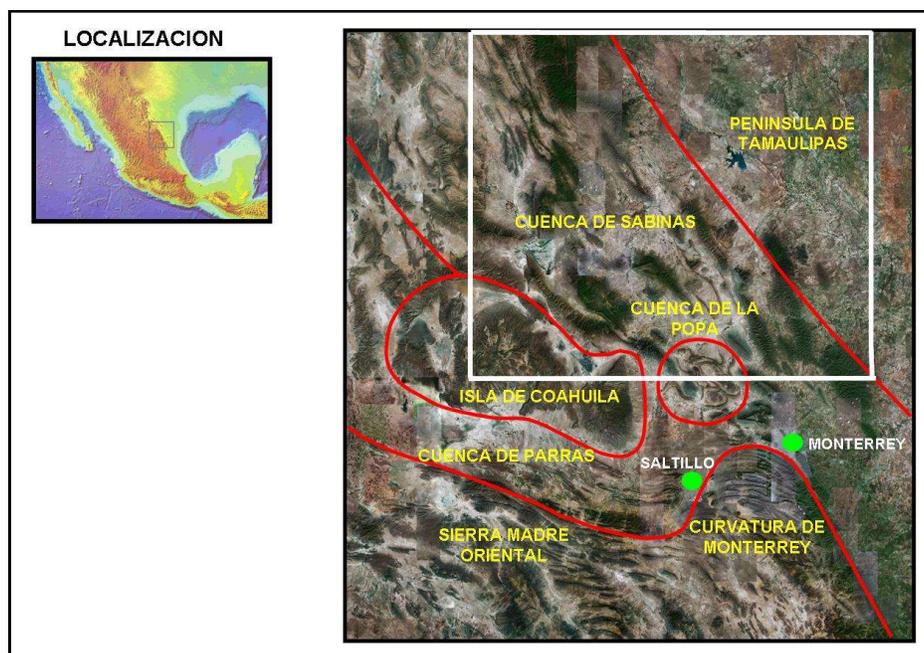


Figura II.1.- Imagen de satélite del Noreste de la República Mexicana, mostrando las cuencas y paleoelementos localizados en la zona de influencia del área estudiada.

El noreste de México comprende dos provincias tectono-estratigráficas: la provincia del Este de México (Golfo de México), y la provincia del Oeste de México (Pacífico Oriental). Estas provincias tienen una evolución tectónica distinta, con diferentes características litológicas en sus columnas sedimentarias y estilos de deformación estructural (De Cserna, 1956; Humphrey y Diaz, 1956; Wilson, 1990; Goldhammer *et al.*, 1991). La provincia tectónica del Este durante su desarrollo en el Mesozoico, fue dominada por la generación de una margen pasiva asociada con la apertura del Golfo de México y su evolución estratigráfica estuvo controlada por los cambios eustáticos regionales generando potentes espesores de

sedimentos, cuyos ciclos pueden ser correlacionados a lo largo y ancho de la provincia del Golfo de México.

Goldhammer et al. (1991) establece que del Jurásico Medio hasta el Cretácico Inferior, la Provincia del Golfo de México, se subdivide en cuatro súper secuencias sedimentarias de segundo orden de aproximadamente 15 m.a. de duración, constituyendo un evento geológico de amplio significado regional en el Golfo de México. Los límites de estas súper secuencias, sus secciones condensadas, superficies transgresivas, y sistemas depositacionales de segundo orden, se han identificado en los afloramientos del área NE de México (Sierra Madre Oriental y Cuenca de Sabinas). La identificación de estos componentes, se basa en los cambios netos de facies de plataforma a cuenca, en los patrones sedimentarios de las secuencias de tercer orden y sus ciclos de depósito, así como en el criterio aplicado para limitar las súper secuencias en los periodos de exposición subaérea y su constante erosión.

La evolución estratigráfica del Jurásico Superior al Cretácico Inferior en la margen pasiva del Golfo de México, es interpretada como una superposición de cuatro ciclos de segundo orden y por encima de estos uno de primer orden, que marca el límite de un prolongado ciclo de ascenso del nivel del mar. Este primer ciclo de ascenso marino tiene un efecto global (Vail *et al.*, 1977; Haq, 1987), controlado por un prolongado periodo de cambios en los volúmenes de las dorsales oceánicas relacionadas con la expansión del fondo oceánico, concordante con la apertura del Golfo de México y del Océano Atlántico, generándose dos niveles diferentes de cambios eustáticos, influenciados por la subsidencia termo tectónica, produciendo cambios sistemáticos desde la base a la cima, en el acomodo de la columna sedimentaria del Golfo de México.

De estos cambios, algunos se generan por el cambio global de la asociación de facies de nivel bajo del mar (*Lowstand*) características del Jurásico Medio - Superior (capas rojas, evaporitas, terrígenos de ambientes marinos marginales, y de bajo relieve en ambientes marinos someros, así como depósitos de carbonatos en ambientes de alta energía) y de facies de nivel alto del mar (*Hightstand*) del Cretácico Inferior, en donde el relieve de las plataformas carbonatadas es alto dentro de ambientes marinos someros, con presencia de lutitas de aguas profundas y carbonatos de tipo pelágico.

II.2 Elementos tectónicos del noreste de México

Padilla y Sánchez (1982) y Wilson (1990), entre varios autores más, que han realizados estudios sobre la tectónica del zona noreste del país, plantean que la configuración estratigráfica – estructural del noreste de México, representa una compleja evolución tectónica; se inicia en el Pérmico – Triásico con el evento orogénico Marathon – Ouachita, seguido estrechamente en el Triásico Tardío – Jurásico Medio por la separación de la Pangea, la apertura del Golfo de México y el desarrollo de la margen pasiva hasta el Cretácico Superior, culminando con la deformación laramide de la cuenca de post-arco en el Cenozoico Inferior; este último episodio, durante su proceso estuvo asociado con un tectonismo salino o evaporítico.

El estilo estructural del noreste de México, consiste de bloques fallados del basamento Triásico – Liásico, desarrollados como reflejo del patrón orogénico de las rocas ígneas y metamórficas del Paleozoico Tardío,

bloques que durante el Mesozoico Medio – Superior, controlaron la sedimentología y la estratigrafía del Jurásico Superior y Cretácico, influyendo adicionalmente en la generación de los patrones estructurales de la deformación laramide y en el relleno de sedimentos de la cuenca de post-arco (Wilson, 1990).

En el área de Monterrey, N.L. – Saltillo, Monclova, Sabinas y Piedras Negras, Coah., se distinguen cinco elementos tectónicos con características estratigráficas – estructurales bien definidas:

Península de Tamaulipas

También conocida como Arco Burro Salado y/o Arco de Tamaulipas (Charleston, 1981), comprende una unidad geomorfológica que en su porción NW limita al SW con la Cuenca de Sabinas por una falla transformante de movimiento lateral izquierdo conocida como Falla de la Babia (Charleston, 1981) y llamada Boquillas del Carmen-Sabinas por Padilla y Sánchez (1982), originada en el Mesozoico Inferior; en su porción SE queda limitada al W por la Sierra Madre Oriental y la Cuenca de Magiscatzin; y al E limita con la Cuenca de Burgos, teniendo continuidad hacia el Sur en el subsuelo de la Cuenca de Tampico – Misantla con el Archipiélago de Tamaulipas. Su expresión estructural y suave, manifestándose en las sierras de San Carlos – Cruillas y de Tamaulipas asociadas a cuerpos ígneos intrusivos emplazados durante el Oligoceno. Estas sierras con sus intrusivos forman parte del alineamiento Candela – Monclova (Sewell, 1968) y el Burro – Picachos.

La Península de Tamaulipas constituye un amplio arco de flancos suaves que reflejan una deformación laramide de baja intensidad en las formaciones calcáreas de plataforma del Cretácico Inferior y Medio que sobreyace a un bloque rígido del basamento considerado de edad Pérmico – Triásico (Wilson *et al.*, 1984) (Figura II.2).

Bloque Coahuila

Este elemento también se conoce como Plataforma de Coahuila (Tardy, 1980; Charleston, 1981), se caracteriza por un amplio anticlinal en forma de domo que buza al SE, reflejando una baja deformación Laramide en las formaciones calcáreas del Cretácico que sobreyace a un bloque del basamento, inicialmente levantado por intrusiones graníticas de granodioritas de edad Pérmico – Triásico; intrusiones que representan las raíces de un sistema de arco de islas volcánicas, generado al sur del cinturón Marathon – Ouachita durante el cierre de la Gondwana – Norteamérica y su posterior deriva.

El bloque está limitado al norte por una falla transformante de movimiento lateral izquierdo originada en el Mesozoico Inferior y conocida como Falla de San Marcos, misma que junto con la Falla de la Babia, estuvo activa durante el Triásico Superior – Jurásico Superior, donde el NE de México fue afectado por la extensión y apertura del Golfo de México (Mckee y Jones, 1979; Charleston, 1981).

En las inmediaciones de la Comunidad de Las Delicias localizada en el área W del bloque, se tiene una sucesión vulcanosedimentaria y terrígenos *flysh* del Pensilvánico Medio – Pérmico de aproximadamente 4000m de espesor, que representa la continuación hacia el sur del cinturón orogénico Marathon – Ouachita (islas de arco volcánico). Este cinturón, se desplazó hacia el sur por la acción de la falla transformante lateral izquierda asociada a la extensión y la apertura NE del Golfo de México en el Triásico Superior – Jurásico Superior (Wilson *et al.*, 1984).

El bloque de Coahuila durante el Triásico Superior – Cretácico, constituyó un alto de basamento, que influyó notablemente en el depósito de las facies sedimentarias continentales y marinas de la secuencia estratigráfica del Triásico Superior – Cretácico (Figura II.2).

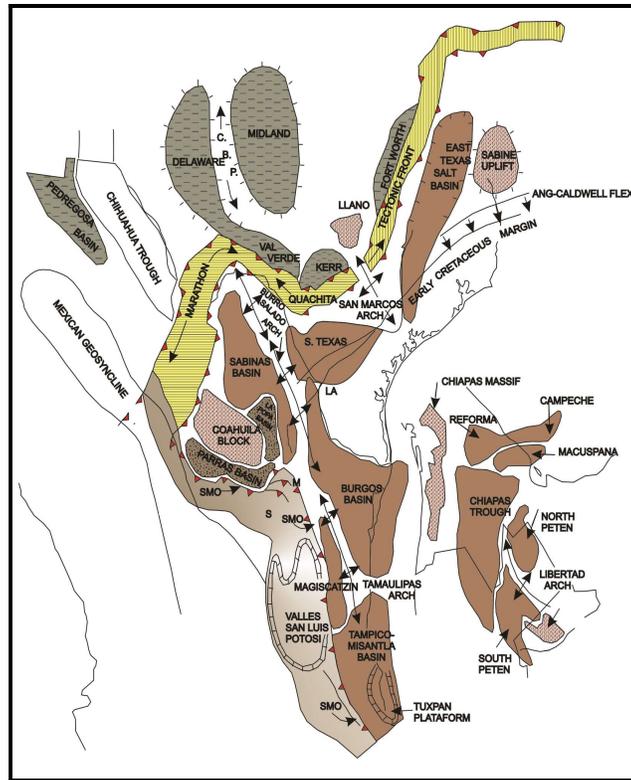


Figura II.2. Mapa regional con los principales elementos tectónicos comprendidos dentro de las Provincias Tectonoestratigráficas del Pacífico Oriental, (provincia Oeste de México) y del Oeste del Golfo de México (margen oriental pasiva del Golfo de México), desde el Paleozoico Superior hasta el Cretácico Superior (Goldhammer, R.K. and Johnson, C.A., 2001).

Sierra Madre Oriental (Curvatura de Monterrey)

El cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental generado durante la "Orogenia Laramide" en el Cretácico Superior (Turoniano – Maastrichtiano) – Cenozoico Inferior (Paleoceno – Eoceno), está caracterizado por anticlinales alargados con dirección E–W, flexionándose a partir de su área central hacia el SW en su porción Oeste y hacia el SE en su porción Este (Tardy *et al.*, 1975; Eguiluz *et al.*, 2000). Los plegamientos armados en paquetes completos de rocas del Triásico Superior – Cretácico, depositados como una secuencia de sedimentos de apertura oceánica a margen pasiva, constituyen una serie de Napas, limitadas por los cabalgamientos.

Hacia la porción Norte y Este, el avance del frente de plegamientos se facilitó por la ocurrencia de una gruesa capa de evaporitas del Jurásico Medio "Calloviano", depositadas en una fosa de dimensiones restringidas, localizada entre la margen SE del Bloque de Coahuila, el Norte de la Isla de Guaxcama – Miquihuana, la margen SW de la Península de Tamaulipas y la margen E-NE del arco formado por el Alto

de Huizachal – Peregrina (Figuras II.1 y II.2). Hacia el Sur el cinturón de pliegues y cabalgaduras en el área de Ciudad Victoria, se tienen los relictos del Sistema Orogénico Marathon – Ouachita, presente en los metasedimentos del Carbonífero – Pérmico y la secuencia *flysh* del Pérmico Inferior (Humphrey, 1956; Padilla y Sánchez, 1986; De Cserna, 1989; Goldhammer, 1999) (Figura II.3).

Para explicar la existencia de estos afloramientos, Silver y Anderson (1979) postulan la presencia de una gran falla transcurrente de movimiento lateral izquierdo generada durante el Triásico Superior – Jurásico Medio, conocida como *Megashear* Mojave – Sonora. Esta falla, como la Falla Torreón – Monterrey y el lineamiento Río Grande, se consideran integradas en un sistema de fallas transcurrentes que del Triásico Superior al Jurásico Medio, sirvieron como zonas de alivio a los esfuerzos ejercidos sobre el territorio de México. Fallas que se consideran esenciales para la reconstrucción del evento de pre apertura del Golfo de México (Figura II.3). La Falla Mojave – Sonora, se ha contemplado comprendiendo, el límite entre la Placa Yaqui del Mesozoico Temprano, y el límite sur de la Placa de Norteamérica (Goldhammer et al., 1991).

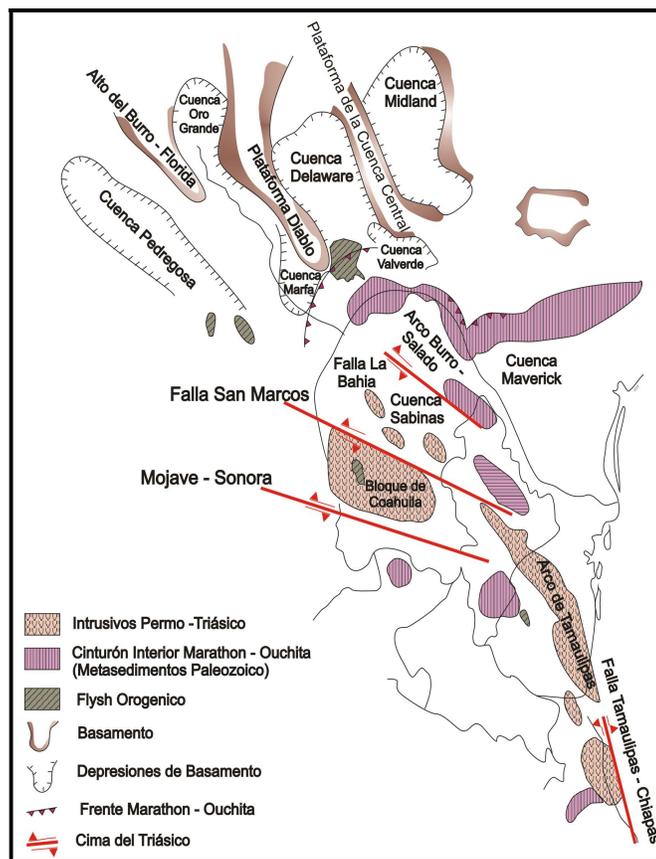


Figura II.3. Mapa paleo tectónico del NE de México, SW de Texas, y Sur de Nuevo México, mostrando las características tectónicas (Goldhammer et al., 1991).

Cinturón plegado de Coahuila

Este complejo estructural de edad laramídica, se localiza al N - NW del corredor Monterrey – Saltillo, consiste de numerosos anticlinales alargados, suavemente comprimidos y separados por amplios

sinclinales o valles. Orientados NW – SE, se caracterizan por su doble buzamiento, con la presencia en los núcleos de la mayoría de ellos, de potentes paquetes de sedimentos evaporíticos del Jurásico Medio (Calloviano) subyaciendo a una gruesa secuencia de rocas arcillo – arenosas del Jurásico Superior y de rocas calcáreas y calcáreo – arcillosas del Cretácico (Murray, 1959; Murray et al., 1962; Padilla y Sánchez, 1982) (Figura II.1).

El cinturón plegado de Coahuila, de acuerdo a González-García (1976), Padilla y Sánchez (1982) y Wilson (1990), contiene importantes rasgos de basamento del Mesozoico Inferior que influyeron ampliamente en los patrones de sedimentación, destacando:

- 1) La depresión del basamento conocida como la Cuenca Mesozoica de Sabinas, localizada al N – NE y NW del bloque de Coahuila.
- 2) Al Norte de la Cuenca de Sabinas, en dirección NW – SE, se encuentra la porción NW de la Península de Tamaulipas (Arco Burro Salado).
- 3) Hacia el Este de la cuenca, también en dirección NW – SE, se encuentra la porción SE de la Península de Tamaulipas (Arco de Tamaulipas).

La Cuenca de Sabinas tiene una amplitud irregular que varía de 140 a 180 Km. y una longitud aproximada de 350 Km. con una sección estratigráfica aproximada de 4500 - 6000 m. de espesor, constituida por sedimentos Jurásico – Cretácicos, depositados inicialmente en una fosa producto del inicio y apertura del Golfo de México entre los altos de basamento conocidos como: El Bloque de Coahuila y la Península de Tamaulipas (Arco Burro Salado) (Wilson, 1990). Dentro de la Cuenca de Sabinas se tienen pequeñas áreas de intrusivos Pérmico – Triásicos conocidos como: La Isla de La Mula e Isla de Monclova, que funcionaron durante el Jurásico Medio y Superior como altos del basamento; y presenta evidencias de reactivación tectónica manifestada por el emplazamiento de rocas intrusivas y volcánicas de diversas edades (Goldhammer, 1999), desde el Jurásico hasta el Plio–Pleistoceno.

II.3 Marco estratigráfico

La estratigrafía del noreste de México, está fuertemente influenciada por su evolución tectónica, distinguiéndose cuatro paquetes litológicos con características bien definidas:

- 1).-Basamento Precámbrico-Paleozoico; 2).-Depósitos del Mesozoico Inferior asociados a la separación de la Pangea; 3).-Desarrollo de Plataformas Carbonatadas en el Jurásico Superior y Cretácico Inferior – Medio y 4).-Depósitos del Cretácico Superior – Terciario Inferior, asociados al levantamiento de la Orogenia Laramide.

1) Basamento Precámbrico-Paleozoico.- Las rocas más antiguas del basamento aflorante en el NE de México, corresponden a rocas metamórficas precámbricas de alto grado, originadas durante el Proterozoico Tardío, posiblemente correspondientes a la prolongación Sur de la Franja Grenvilliana de Norteamérica; sobre las que descansa una fracción sedimentaria Paleozoica comprendida por una secuencia de: Esquistos verdes, rocas sedimentarias marinas (calizas, lutitas, areniscas, flujos volcánicos y turbiditas), así como cuerpos graníticos del Paleozoico Tardío.

2) Depósitos del Mesozoico Inferior, asociados a la separación de la Pangea.- Durante el rompimiento continental de La Pangea, se desarrollan altos y bajos estructurales, resultantes de un sistema extensional que originó en el NE de México, el depósito de sedimentos continentales aluviales y fluviales representados por las formaciones: Huizachal, La Joya y Palomas. A fines del Jurásico Medio las primeras invasiones marinas a estas fosas tectónicas, originaron los depósitos evaporíticos de la Formación Minas Viejas. El avance de la transgresión, generó a principios del Jurásico Superior (Oxfordiano) el depósito de los sedimentos carbonatados de aguas someras de las formaciones: Zuloaga, Olvido y La Caja.

3) Desarrollo de plataformas en el Jurásico Superior y Cretácico Inferior – Medio.- A fines del Jurásico Superior (Kimmeridgiano–Tithoniano) una lenta subsidencia que persiste hasta finales del Cretácico Inferior (Aptiano Inferior), genera en el noreste del país, el depósito de los sedimentos transgresivos arcillosos negros ricos en materia orgánica y siliciclásticos de La Formación La Casita; los primeros (lutitas), rellenando las depresiones de las cuencas de: Chihuahua, Sabinas y del Centro de México, y los segundos, depositados en ambientes de plataforma somera desarrolladas en los bordes de los paleoelementos, estableciendo para el Cretácico Inferior en el área SE de la Isla de Coahuila las condiciones de plataforma favorables para el depósito de las formaciones: La Carbonera y Galeana, de facies areno–arcillosas de carácter deltaico; Taraises de facies arcillo–carbonatadas y Cupido de facies carbonatadas de aguas someras; esta última, cubierta por calizas y lutitas negras con abundante materia orgánica de La Formación La Peña (Aptiano Superior) derivada de una rápida subsidencia y sobre la que sobreyace La Formación Aurora de edad Albiano, de facies carbonatadas depositada en ambientes de aguas nerítico profundas.

Hacia la Cuenca de Sabinas en la margen NE de la Isla de Coahuila, se depositaron sedimentos fluvio deltaicos de La Formación San Marcos que hacia el centro de la cuenca cambian a facies calcáreas de plataforma somera caracterizadas por sedimentos de laguna, depositados en secuencia normal por sedimentos arcillo carbonatados de las formaciones: Menchaca y Barril Viejo; Padilla de constitución calcárea, La Virgen (evaporitas) y Cupido de carácter carbonatado y de ambiente somero, subyaciendo en situación similar a La Formación La Peña de facies arcillo – calcárea y de aguas profundas que también queda cubierta por La Formación Aurora.

La Formación Aurora de facies calcáreas de aguas nerítico profundas, en la Cuenca de Sabinas, se encuentra cubierta por una secuencia calcáreo – arcillosa y arcillo – calcárea depositadas en ambientes de aguas moderadamente profundas que constituyen las formaciones: Kiamichi, George Town, Del Río y Buda que se depositaron durante el Albiano Medio Tardío – Turoniano.

Al oriente de las plataformas del Cretácico Inferior – Medio, desarrolladas en la Cuenca de Sabinas y en la Margen SE-SW de la Isla de Coahuila, se depositaron en un ambiente de aguas profundas los sedimentos carbonatados con abundante microfauna planctónica y pedernal de las formaciones: Tamaulipas Inferior y Tamaulipas Superior, separadas por el horizonte arcilloso negro de La Formación La Peña – Otates (Cuenca de Tampico–Misantla)

4) Depósitos del Cretácico Superior–Terciario Inferior, asociados al levantamiento de la Orogenia Laramide.- A fines del periodo Cretácico, los primeros movimientos epirogénicos de La Orogenia Laramide generados en el área occidental del país, provocaron una variación en el nivel promedio del mar, que afectó la parte sureste de La Cuenca de Sabinas y de La Cuenca Central de México, provocando

ambientes de aguas profundas y depósitos de sedimentos tipo “*flysh*” de las formaciones: Agua Nueva, San Felipe y Méndez; y en un ambiente deltaico desarrollado en las cuencas de Parras y Sabinas. El depósito de las formaciones: Parras (Senoniano), Cerro Huerta, Cerro del Pueblo, Las Imágenes y Potrerillos (Maastrichtiano Tardío).

En el Terciario Inferior (Paleoceno – Eoceno), al incrementarse los movimientos tectónicos, en las cuencas de: Parras y La Popa, se depositaron los sedimentos arcillo – arenosos *flysh* y de facies deltaicas de las formaciones: Adjuntas del Paleoceno; Viento y Carroza del Eoceno.

III. ESTRATIGRAFÍA

III.1 Estratigrafía del área de estudio

En este capítulo de estratigrafía de la zona de estudio, la cobertura y realización de actividades, fue favorecida por el *Proyecto Brigada de Geociencias*, mediante el convenio entre el Instituto Politécnico Nacional (ESIA Ciencias de la Tierra) y PEMEX Exploración y Producción. Se contó con la dirección y participación del ingeniero Tarango Ontiveros, quien es experto en la estratigrafía y sedimentología del área. Las fotografías y descripciones mostradas en este capítulo fueron realizadas por los integrantes de la brigada durante la realización de este proyecto.

La columna estratigráfica en el área de la Cuenca de Sabinas, comprende rocas: Metamórficas, ígneas intrusivas y extrusivas, sedimentarias continentales y marinas que varían en edad del Paleozoico Superior al Cretácico tardío, principalmente (Figura III.1). El Terciario está representado solo por el aluvión que cubre a la zona.

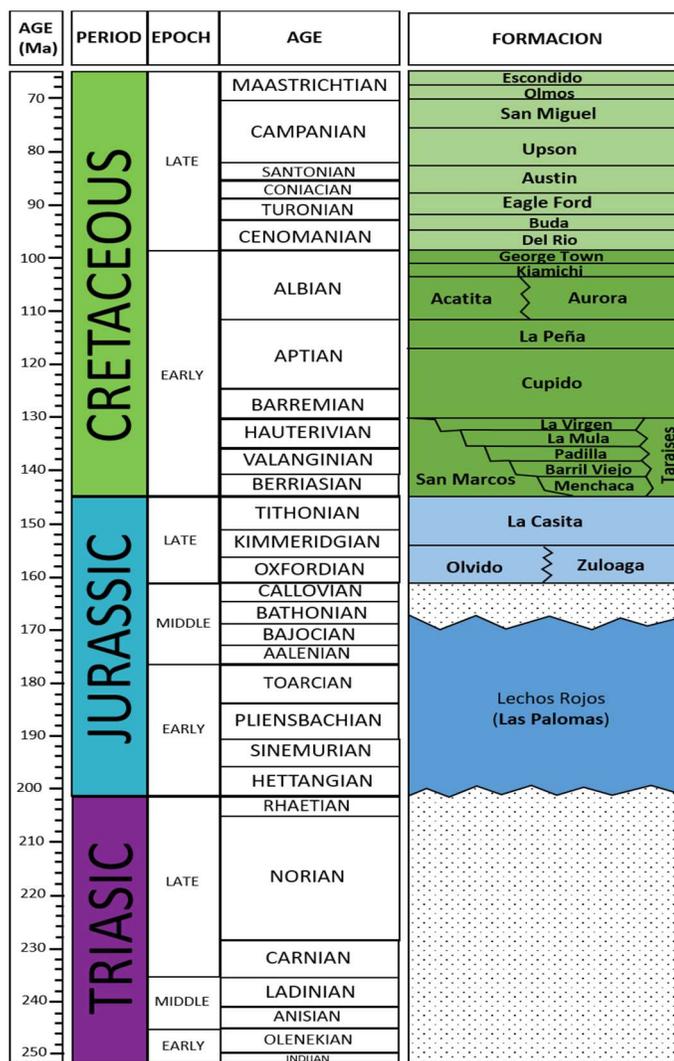


Figura III.1.- Tabla Estratigráfica de la columna tipo de la parte central de La Cuencas de Sabinas (modificada de Eguiluz, 2007).

III.2 Paleozoico

III.2.1. Complejo Metamórfico (Pérmico).

Distribución.- Las rocas metamórficas del Paleozoico Tardío afloran ocupando áreas reducidas en el flanco SW del Anticlinal de San Marcos, localizado en el borde NE del Paleoelemento Isla de Coahuila, que limita la porción SW de La Cuenca de Sabinas.

Litología y Espesor.- Las rocas del Complejo Metamórfico (sin nombre formacional) están constituidas en la parte superior por una secuencia delgada de metasedimentos (metalutitas, metareniscas y metacalizas dolomitizadas) de estratificación delgada a mediana (5 – 30 cm.) de color gris oscuro verdoso a verde olivo, presentando sin observar su base y su cima un espesor de aproximado de 100 m (Figura III.2).



Figura III.2.- Capas delgadas a medianas de metareniscas intercaladas con metalutitas de estratificación delgada y laminar del Complejo Metamórfico aflorante en el flanco SW del Anticlinal de San Marcos.

Relaciones estratigráficas.- Subyace en discordancia angular a los Lechos Rojos de la Formación Las Palomas del Jurásico Inferior – Medio, así como a capas gruesas de dolomías de textura gruesa con lentes calcáreos con foraminíferos bentónicos (miliólidos) del Cretácico Medio (Figura. III.3).

Edad y correlación.- Bose (1921) y King (1934) le definen edad Paleozoico Superior (Pérmico), consideran que las lutitas y areniscas metamorfizadas son similares en litología a las lutitas y areniscas *flysh* de la Formación Guacamaya de edad Pérmico del Cañón de La Peregrina, situado al oeste de Ciudad Victoria, Tamps.

Se correlaciona con la parte inferior del Complejo Granítico del Paleozoico Superior–Triásico (?) aflorante en La Sierra las Delicias de la región NW del Paleoelemento Isla de Coahuila; y con los sedimentos *flysh*

de la Formación Guacamaya del Cañón de La Peregrina y del Anticlinorio de Huayacocotla de la Sierra Madre Oriental, en el área de Calnali, Hgo.

Ambiente.- Las características litológicas de los metasedimentos arcillo – arenosos, sugieren un depósito de plataforma externa.



Figura III 3. Discordancia angular entre las metalutitas del Complejo Metamórfico Pérmico y los conglomerados rojos de la Formación Las Palomas, del Jurásico Inferior – Medio en el Flanco SW del Anticlinal de San Marcos.

III.2.2. Basamento Granítico (Pérmico – Triásico).

Distribución.- El Basamento Granítico, aflora en forma de lentes alineados NW – SE en el flanco oriental de la Sierra de las Delicias de la Isla de Coahuila.

Litología y Espesor.- Las rocas del basamento son granodiorita de biotita, cuarzo, feldespatos potásicos y anfíboles de color gris claro y café rosado al intemperismo; con fracturas rellenas de sílice y epidota.

En la localidad de Agua Grande, donde fue estudiada, aflora un espesor aproximado de 40 m (Figura III.4A).

Relaciones Estratigráficas.- El Basamento Subyace en discordancia litológica a limolitas y areniscas de La Formación Las Uvas del Aptiano Superior (Figura III.4B).

Edad y Correlación.- Estudios radiométricos efectuados por diferentes autores entre los que se encuentran Denison, R.E., *et al* (1969) y Mckee, J.W., *et al* (1990), le asignan una edad de 270 – 250 m.a. (Pérmico); sin embargo otros consideran que su alcance cronoestratigráfico va del Pérmico al Triásico Inferior.

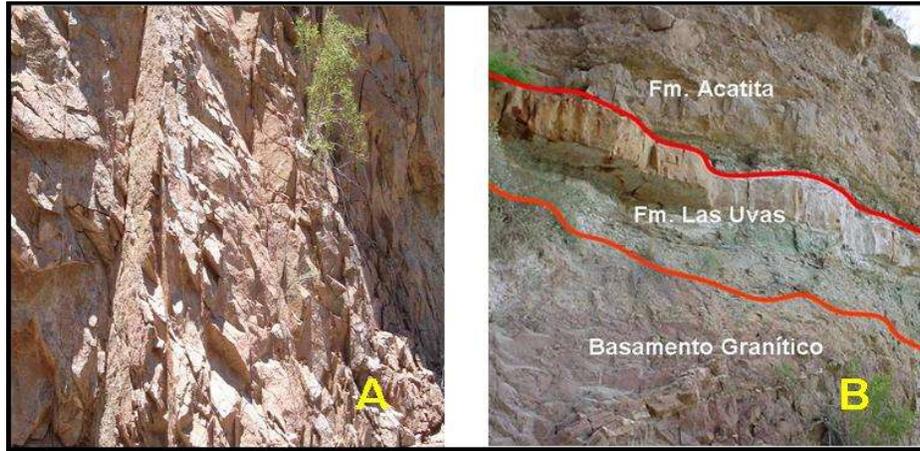


Figura III.4.- A) Basamento granítico en la Sierra Las Delicias y B) Cubierto en discordancia por la Formación Las Uvas del Cretácico Inferior.

III.3 Jurásico

III.3.1. JURÁSICO INFERIOR - MEDIO

III.3.1.1.- Formación Las Palomas.

Distribución.- La Formación Las Palomas, es parte de un depósito de sedimentos clástico marinos, definidos por Mckee *et al.* (1990) ubicados en el valle de San Marcos, al norte de la falla del mismo nombre. Esta unidad estratigráfica aflora en los núcleos de los anticlinales de San Marcos y de La Gavia, localizados en el límite SW de la Cuenca de Sabinas.

Litología y Espesor.- En el Anticlinal de San Marcos, la Formación Las Palomas está constituida hacia la base por capas de estratificación mediana y masiva (0.6–2.5 m.) de brechas y conglomerados color rojo de fragmentos de cuarzo, granito, roca verde, metacuarcitas y metaareniscas, con intercalaciones de areniscas de grano grueso hasta el tamaño de conglomerado y/o conglomerados de grano fino; con estratificación cruzada y gradación normal. Hacia la cima las brechas y conglomerados son de menor tamaño y las capas de espesor delgado a mediano.

En el Anticlinal de La Gavia, La Formación Las Palomas, está constituida por capas medianas a masivas (0.30 – 1.5 m) de areniscas rojas de grano fino a grueso, con gradación normal, laminación paralela, bioturbación (Figura III.5A) y estratificación cruzada (Figura III.5B); hacia la parte media presenta horizontes calcáreos de 30 a 50 cm. de espesor compuestos por grainstone de oolitas y peletoides con carpetas laminares de algas y pequeños lentes de pisoolitas, parcialmente dolomitizado (Figura III.6) e intercalado con limolitas y lutitas café rojizo de estratificación delgada a media (5 – 20 cm.). Es común observar en esta localidad, que las areniscas y limolitas presentan fracturas diagonales a la estratificación rellenas de sílice.

En el Anticlinal de San Marcos, el espesor de la Formación Las Palomas, es de aproximadamente 800 m. Mientras que en el Anticlinal de La Gavia, de la cima hacia la base se observan 500 m. de la formación sin observarse el contacto con la formación que sobreyace.

Relaciones Estratigráficas.- En el Valle de San Marcos, sobreyace de manera discordante a las rocas Metamórficas Paleozoicas que afloran en la porción SE del Paleoelemento Isla de Coahuila y subyace concordante a la Formación San Marcos del Cretácico Inferior. En el Anticlinal de La Gavia esta Formación subyace discordante a las facies arcillo – calcáreas y arcillo – arenosas de la Formación La Casita del Jurásico Superior.

Edad y correlación.- Por su posición estratigráfica se le ha determinado edad Jurásico Inferior – Medio (Hettangiano – Bathoniano). Su cima se correlaciona con La Joya del Jurásico Medio (Bajociano – Bathoniano) la cual aflora en el Valle del Anticlinal de Huizachal.

Ambiente.- Se interpreta que los sedimentos de la Formación Las Palomas son depósitos continentales de ambientes fluviales, representados por sub facies de relleno de canales y planicies de inundación, en una plataforma terrígena asociadas a variaciones en el nivel del mar, representado por facies de laguna o planicies de peri marea.



Figura III.5.- Afloramiento de la Formación Las Palomas del Jurásico Inferior – Medio, en el Anticlinal de la Gavia. (A) Limolitas y areniscas rojas de grano fino a medio con laminación paralela a la base y estratificación cruzada en la parte intermedia. (B) Areniscas de grano fino con laminación, gradación y estratificación cruzada.

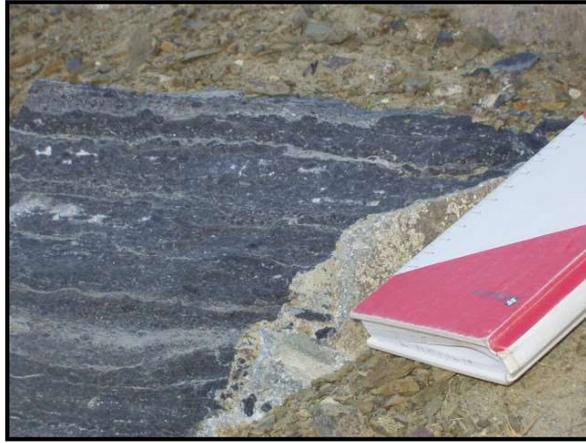


Figura III.6.- Grainstone de oolitas, bioclastos y peletoides con pisolitas y carpetas laminares de algas.

III.3.2. JURÁSICO SUPERIOR

III.3.2.1. Formación Zuloaga.

Esta Formación fue estudiada en dos ocasiones por Burckhard (1910, 1930), pero fue Imlay (1938) quien la denominó: Calizas Zuloaga.

La Formación Zuloaga no se depositó o no hay registro en la Cuenca de Sabinas pero por su relación estratigráfica con la Formación La Casita y su correlación con las formaciones La Gloria y Olvido, se describirán sus características.

Distribución.- Tiene amplia distribución en extensas áreas de la Curvatura de Monterrey del frente tectónico norte de la Sierra Madre Oriental. Aflora en el núcleo del Anticlinal de los Muertos en los cañones de Las Cortinas y La Huasteca.

Litología y espesor.- La Formación Zuloaga en los cañones de Las Cortinas y La Huasteca del Anticlinal de Los Muertos, está constituida por capas potentes de wackstone, packstone de oolitas, pellas y bioclastos de algas, gasterópodos y corales; de color crema y con lentes e intercalaciones de dolomías gris oscuro de textura media y gruesa (Figura III.7).

Este paquete de sedimentos en su cima presenta canales de erosión rellenos por brechas y conglomerados calcáreos de grainstone – packstone, wackstone y mudstone – wackstone. Numerosos clastos de los conglomerados están formados por granos de cuarzo metamórfico asociados con bioclastos, oolitas y pseudoolitas.



Figura III.7. Formación Zuloaga en el Cañón de Las Cortinas. Capas de packstone – grainstone de bioclastos con carpetas de algas y estructuras diagenéticas de ojo de pájaro.

Relaciones Estratigráficas.- En los afloramientos de la Curvatura de Monterrey, subyace de forma concordante a la Formación La Casita del Jurásico Superior. En el área de Huizachal – San Roberto, sobreyace en aparente la Formación La Joya del Jurásico Medio, encontrándose también discordante sobre los lechos rojos triásicos de la Formación Huizachal.

Edad y Correlación.- Su contenido de microfósiles: pelecípodos y gasterópodos (**Nerinea sp. Pholadomya sp. Pleurota sp., y Trigonía sp**), asociados con corales, algas, espículas de esponjas y grumos fecales (**Favreina salevensis**), le determinan edad Oxfordiano.

La Formación Zuloaga, se correlaciona con las formaciones: La Gloria en sus facies siliciclástica y Olvido de la Cuenca de Sabinas, y Santiago de las cuencas de Tampico – Misantla y de Huayacocotla (SMO).

Ambiente.- Sus características litológicas y paleontológicas, sugieren un depósito de plataforma somera estable, de aguas tranquilas, cálidas y oxigenadas, con frecuentes períodos de alta evaporación.

III.3.2.2. Formación Olvido.

Distribución.- La Formación Olvido solamente aflora en el núcleo del Anticlinal de Obayos localizado en el área central de la Cuenca de Sabinas. En el subsuelo la han cortado e identificado la mayoría de los pozos de exploración y desarrollo de los campos petroleros, en las áreas Central y Noreste de la cuenca.

Litología y Espesor.- La Formación Olvido en el Anticlinal de Obayos, está constituida por rocas evaporíticas; anhidritas gris claro y blanco, estratificadas en capas delgadas a masivas (0.10 - 1.5 m.) con horizontes laminares de carpetas de algas, bandeadas y con ocasionales intercalaciones de dolomías de textura media y gruesa.

En el Anticlinal de Obayos sin conocer su base, presenta un espesor aproximado de 100 m. En el Pozo CSA-38, perforado aproximadamente a 8 kilómetros al W-NW de esta estructura, se cortaron sin alcanzar su base 250 m.

Imlay 1952, estableció su localidad tipo en el rancho El Olvido, situado al sureste del valle del Huizachal, en Cd Victoria Tamaulipas. Se le asignó un espesor variable de 60 m y hasta 400 m; el espesor promedio propuesto por este autor es de 150 m.

Relaciones Estratigráficas.- El contacto superior de la Formación Olvido es concordante con la Formación La Casita del Kimmeridgiano – Tithoniano, mientras que su contacto inferior no se observó.

Edad y Correlación.- La Formación Olvido por su posición estratigráfica se le asigna edad Oxfordiano Sup - Kimmeridgiano Inf.

Se correlaciona con las formaciones: La Gloria de la Cuenca de Sabinas, Minas Viejas de la Cuenca de La Popa y La Curvatura de Monterrey; y Huehuetepec de la Cuenca Tampico – Misantla.

Ambiente.- Las anhidritas y las dolomías de la Formación Olvido, definen un depósito en ambiente de laguna de una plataforma somera con intensa evaporación y tirantes de agua menores a 5 m. de profundidad. La presencia de carpetas de algas asociadas a dolomías de textura fina, infieren épocas con tirantes de agua menores a 1 m.

III.3.2.3. Formación La Casita.

Esta Formación fue estudiada y definida por Imlay (1936).

Distribución.- La Formación La Casita cubre amplias extensiones en gran parte del NW, N y NE del territorio nacional. Se identifica en las cuencas de: Chihuahua y Sabinas, en la Península de Tamaulipas, la Sierra Madre Oriental. Reportes de PEMEX, la ubican en el subsuelo de la porción W de la Cuenca de Burgos, así como en la parte N y NE de la Cuenca de la Mesa Central.

En la Cuenca de Sabinas, la Formación La Casita aflora en sus áreas centro y sureste; específicamente, en los anticlinales de La Gavia y Obayos. En la parte SE de la cuenca, aflora en los potreros de García, Chico y Minas Viejas; también se pueden observar afloramientos en el frente tectónico norte de la Sierra Madre Oriental (Curvatura de Monterrey, anticlinal de los Muertos), en los cañones de La Huasteca y Las Cortinas.

Litología y espesor.- En La Cuenca de Sabinas, La Formación La Casita en los anticlinales de Obayos y de la Gavia, presenta características litológicas diferentes. En el Anticlinal de Obayos, presenta dos miembros; el inferior de carácter arcilloso, está constituido por lutitas gris oscuro a negro con abundante materia orgánica, estratificadas en capas delgadas y laminares con intercalaciones delgadas de mudstone negro. El Miembro Superior, de carácter calcáreo está constituido por capas delgadas y medianas (3 -

30 cm.) de mudstone negro con abundante materia orgánica; en partes presenta intercalaciones de lutitas negras de estratificación fina a laminar con nódulos calcáreos con presencia de amonitas.

El espesor medido que presenta en el Anticlinal de Obayos, es de 800 m. aproximadamente.

En el Anticlinal de la Gavia, la Formación La Casita, también se caracteriza por dos miembros. El inferior constituido por capas medianas a masivas (0.30 – 1.5 m.) de areniscas de grano medio, grueso y areniscas conglomeráticas, de color gris claro a oscuro, con intercalaciones delgadas de limolitas gris oscuro con abundante materia orgánica. El superior constituido por capas delgadas y medianas (5 – 40 cm.) de lutitas y limolitas calcáreas color negro con abundante materia orgánica y fracturas rellenas por calcita.

El espesor de la unidad en esta localidad de la base a la cima comprende 200 m aproximadamente.

En los anticlinales que conforman los potreros de: García, Chico y Minas Viejas, la constituyen cuerpos potentes de lutitas gris oscuro a negro al fresco y amarillo ocre al intemperismo, estratificadas en capas laminares, delgadas y medianas afectadas por una filitización incipiente. Presenta un espesor variable de 800 a 1000 m. de potencia.

En la Curvatura de Monterrey, en los cañones de la Huasteca y las Cortinas está constituida por tres miembros bien definidos, conocidos de la base a la cima como: La Muralla, San Pablo y Nogales.

El Miembro La Muralla está constituido por lutitas negras carbonosas con abundante materia orgánica, nódulos calcáreos y fracturas rellenas de calcita; gradando hacia la cima a limolitas y areniscas de grano fino dispuestas en capas finas a delgadas. Presenta un espesor promedio de 600 m (Figura III.8).



Figura III.8. Lutitas negras carbonosas con abundante materia orgánica, nódulos calcáreos de la Formación La Casita en su Miembro Inferior (arcillo-calcáreo) aflorando en el Núcleo del Anticlinal de los Muertos en el área del Cañón de las Cortinas.

El Miembro San Pablo, está constituido por un potente espesor de capas medianas y masivas (0.40 - 2.0 m) de areniscas de grano fino a grueso y conglomerático, con estratificación cruzada y gradación normal, presentando en partes nódulos y lentes de cuarzo asociados a fracturas con calcita silicificada; en la parte media se aprecian horizontes delgados de limolitas y lutitas silicificadas, presentando un espesor promedio de 300 m.

El Miembro Nogal, está constituido por capas delgadas y medianas (10 - 60 cm.) de mudstone – wackestone arcilloso de color negro al fresco y gris pardo al intemperismo, con abundante materia orgánica y fuerte olor a gas al golpe del martillo. Hacia la cima varía a lutitas negras carbonosas, presentando un espesor promedio de 30 m.

El espesor promedio de la Formación La Casita en el Anticlinal de Los Muertos con sus tres miembros es de 900 m. aproximadamente.

Relaciones Estratigráficas.- En el área central de la Cuenca de Sabinas, tanto en el subsuelo de los campos petroleros: Monclova, Buena Suerte y Merced como en el Anticlinal de Obayos, sus contactos inferior y superior son concordantes con las formaciones: Olvido del Jurásico Superior (Oxfordiano) y Menchaca del Cretácico Inferior (Berriasiano). Hacia el área Sureste de la cuenca, sobreyace discordante a los lechos rojos de la Formación Las Palomas del Jurásico Inferior – Medio y subyace concordante a la Formación San Marcos del Cretácico Inferior.

En los potreros de: García, Chico y Minas Viejas, sus contactos son concordantes con las formaciones: Minas Viejas y Taraises del Jurásico Medio y del Cretácico Inferior, respectivamente.

En la Curvatura de Monterrey, sus contactos inferior y superior son concordantes con las formaciones: Zuloaga y Taraises, respectivamente.

Edad y correlación.- La edad Kimmeridgiano – Tithoniano para esta secuencia está determinada por los grupos faunísticos de: radiolarios, gasterópodos, pelecípodos y cefalópodos, esencialmente estos últimos, donde los géneros de amonitas: **Kossmatia sp.**, **Berriasella sp.**, e **Idoceras sp.**, entre otras, le definen esta edad.

La Formación La Casita se correlaciona con las formaciones: La Casita de la Cuenca de Chihuahua y Taman (Kimmeridgiano) y Pimienta de las cuencas de Tampico – Misantla y de Huayacocotla de la Sierra Madre Oriental.

Ambiente.- La presencia de moluscos (amonitas) en las lutitas negras de la Formación La Casita, sugieren un depósito de cuenca euxínica con aguas nerítico someras hacia los bordes del continente y nerítico profundas en su depocentro; el color negro y la pirita indican condiciones de circulación restringida y poca oxidación.

III.4 Cretácico

III.4.1. CRETÁCICO INFERIOR

III.4.1.1.- Formación San Marcos.

También conocida como Arcosa San Marcos, termino propuesto por Kane y citado por Imlay (1940).

Distribución.- La Formación San Marcos aflora en los flancos SW y NE de los anticlinales de San Marcos y de La Gavia, en franjas alargadas paralelas al eje de las estructuras (Figura III.9).

Litología y espesor.- La Formación San Marcos en el Anticlinal de San Marcos, está constituida de la base a la cima por una secuencia terrígena de brechas, conglomerados, areniscas y limolitas color rojizo, estratificadas en capas medianas a gruesas (.40-1.50 m.), con gradación y estratificación cruzada.

En el Anticlinal La Gavia, en la base está constituida por areniscas de grano medio y grueso color café rojizo y gris verdoso, intercaladas con limolitas arcillosas y limolitas calcáreas, estratificadas en capas delgadas a medianas (10 - 60 cm.); en la cima se intercalan con limolitas y lutitas calcáreas gris verdoso a oscuro, estratificadas en capas delgadas (5-20 cm.) con fracturas rellenas de calcita silicificada.

El espesor de la Formación San Marcos en los anticlinales citados, varía de 80 a 120 m. (Figura III.9)

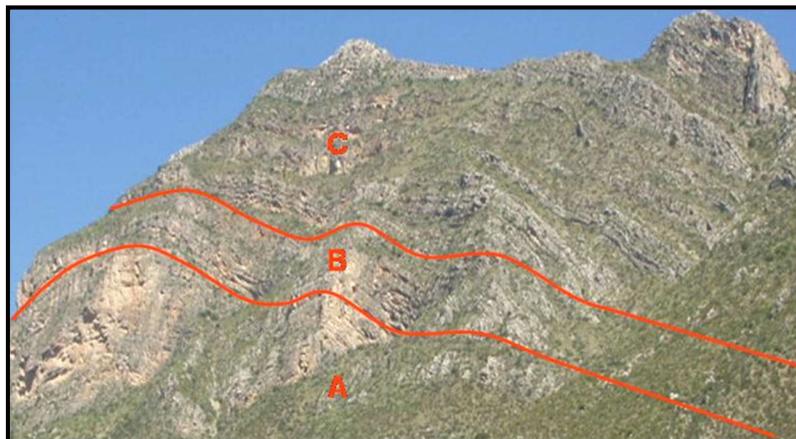


Figura III.9. Formaciones del Jurásico Superior y Cretácico Inferior en el flanco NE del Anticlinal de La Gavia. A).- La Casita, B).- San Marcos y C).- Cupido.

Relaciones Estratigráficas.- Sus contactos inferior y superior, son concordantes con las formaciones: La Casita del Kimmeridgiano – Tithoniano y Cupido del Barremiano – Aptiano Inferior (Figura III.9).

Edad y correlación.- La Formación San Marcos por su ubicación estratigráfica se le asigna edad Berriasiano – Hauteriviano.

Se correlaciona de la base a la cima por cambio de facies con las formaciones: Menchaca – Barril Viejo, Padilla, La Mula y La Virgen de la Cuenca de Sabinas; Taraises de la Cuenca de La Popa y la Curvatura de Monterrey; y Tamaulipas Inferior de las cuencas: Tampico – Misantla y Huayacocotla.

Ambiente.- El depósito de la Formación San Marcos, se originó en un ambiente de plataforma somera con desarrollo de facies fluvio-deltaicas.

III.4.1.2.- Formación Menchaca.

Distribución.- La Formación Menchaca aflora en los anticlinales de Menchaca, (localidad tipo), La Mula, Obayos y Cristo Capulín, localizados en el área central de la Cuenca de Sabinas (Figura III.10). En el subsuelo de la porción centro – noreste de la cuenca, al igual que en las áreas, norte de la Península de Tamaulipas y del extremo NW de la Cuenca de Burgos, se ha identificado en numerosos pozos de prospección petrolera.

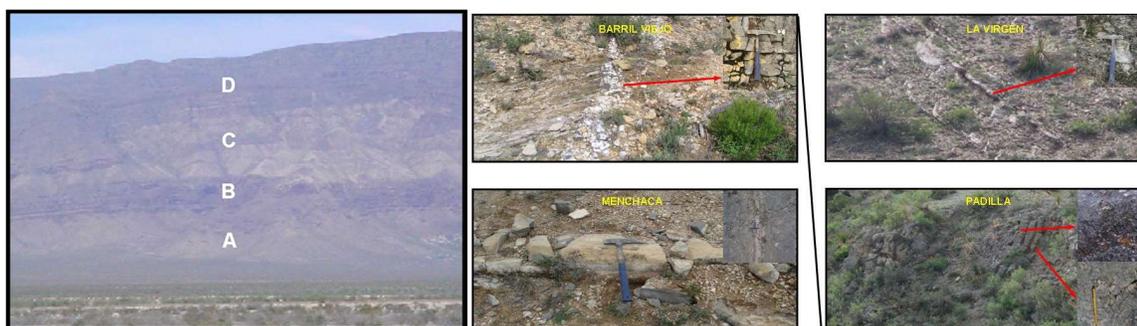


Figura III.10. Secuencia estratigráfica de las formaciones del Cretácico Inferior en el flanco NE del Anticlinal de Obayos. A) Menchaca–Barril Viejo, B) Padilla, C) La Virgen y D) Cupido (Cupido sin foto de detalle).

Litología y espesor.- En la Cuenca de Sabinas, se estudió en los anticlinales de Obayos y Cristo Capulín. Está constituida por mudstone – wackstone arcilloso de color gris oscuro e intercalado con lutitas calcáreas gris oscuro a negro de estratificación delgada, con pelecípodos (**Trigonia sp.**), corales, esponjas, gasterópodos (**Acteonella sp.**, **Nerinea sp** y **Turritella sp.**) y cefalópodos (**Amonita sp.**) (Imlay, 1940).

Hacia los bordes de los paleoelementos de la Isla de Coahuila y la Península de Tamaulipas, que limitan al SW y al NE a la cuenca, respectivamente; reportes de trabajos inéditos de Petróleos Mexicanos, reportan que la Formación Menchaca por cambio de facies, está constituida por mudstone arenoso y

areniscas de grano medio a grueso, con intercalaciones delgadas de wackstone a grainstone de oolitas, peletoides y bioclóstos de algas, corales, gasterópodos y pelecípodos.

El espesor promedio de la Formación Menchaca es de 300 m. En el campo Merced localizado en el área centro - noreste de la cuenca, varios pozos cortaron entre 380 y 400 m. de espesor.

Relaciones Estratigráficas.- Los contactos inferior y superior de la Formación Menchaca son concordantes y transicionales con las formaciones: La Casita del Jurásico Superior y Barril Viejo del Cretácico Inferior (Valanginiano).

Edad y correlación.- la Formación Menchaca por la presencia de microfauna planctónica de la familia **Tintinidae**, caracterizada por: **Calpionella alpina**, **Calpionella elliptica**, **Tintinopsella carpathica**, se define de edad Berriasiano – Valanginiano Inferior.

Se correlaciona con las formaciones: Navarrete de la Cuenca de Chihuahua, Taraises de la Curvatura de Monterrey, y Tamaulipas Inferior de las cuencas de: Tampico – Misantla y Huayacocotla.

Ambiente.- Las características litológicas y paleontológicas (macrofósiles y microfósiles) establecen que la Formación Menchaca se depositó en un ambiente de plataforma externa a mar abierto, con abundante aporte de terrígenos.

III.4.1.3. Formación Barril Viejo.

Formación nominada informalmente por William G. Kane, y Propuesta formalmente por Imlay (1940).

Distribución.- La Formación Barril Viejo aflora en los anticlinales de Obayos (Figura III.10) y de Cristo Capulín. En el subsuelo se ha identificado en los campos petroleros: Monclova, Buena Suerte, Lampazos, Merced y Zuloaga, localizados hacia el SE y NE de Obayos.

Litología y espesor.- En el Anticlinal de Obayos, está constituida por areniscas de grano fino a grueso, de color gris claro a oscuro al fresco y amarillo ocre al intemperismo; con intercalaciones de lutitas calcáreas y mudstone – wackstone gris oscuro, de bioclóstos de gasterópodos, pelecípodos, cefalópodos (**Amonita sp.**) y equinodermos; dispuestas en capas delgadas a gruesas (5 – 60 cm.).

El espesor promedio de la Formación Barril Viejo es similar al de la Formación Menchaca (300 m). En el campo Merced localizado al N – NE de Obayos, presenta 315 m. de espesor.

Relaciones Estratigráficas.- Sus contactos inferior y superior son concordantes y transicionales con las formaciones: La Casita del Jurásico Superior y Padilla del Cretácico Inferior (Valanginiano – Hauteriviano).

Edad y correlación.- La Formación Barril Viejo por su posición estratigráfica se considera de edad Berriasiano. El cambio de facies que sufre con la Formación Menchaca, le confirman esta edad. Su contacto inferior es concordante con la Formación Menchaca o con la Formación La Casita del Jurásico Superior cuando cambia de facies a la Formación Menchaca. Su contacto superior es concordante con la Formación Padilla del Cretácico Inferior (Valanginiano – Hauteriviano).

Se correlaciona con las formaciones: Navarrete de la Cuenca de Chihuahua, Taraises de la Curvatura de Monterrey y Tamaulipas Inferior de las cuencas de: Tampico – Misantla y Huayacocotla.

Ambiente.- El contenido de sedimentos terrígenos y carbonatados, sugieren que su depósito se originó en un ambiente de plataforma interna a externa de aguas someras cercana a los elementos positivos que limitaban la Cuenca de Sabinas.

III.4.1.4. Formación Taraises.

Distribución.- La Formación Taraises (Imlay, 1936) aflora en las estructuras frontales e intermedias de la Curvatura de Monterrey, y del Sector Transversal W-E de la Sierra Madre Oriental siguiendo franjas paralelas a sus ejes; en el área de la Cuenca de La Popa, aflora en los anticlinales de los potreros de: García, Chico y Minas Viejas; habiéndose identificado también en los pozos: CSA-164, CSA-132 y CSA-3 perforados en la periferia N y W de La Popa.

Litología y espesor.- En las estructuras anticlinales de la Sierra Madre Oriental, está constituida por dos miembros.

El miembro inferior caracterizado por una secuencia de lutitas y limolitas calcáreas gris oscuro a negro al fresco y gris ocre al intemperismo, con abundante materia orgánica, estratificadas en capas laminares a delgadas (1 – 10 cm.) e intercaladas con capas medianas (20 – 60 cm.) de areniscas de grano medio y grueso color gris claro a oscuro; en partes presenta fracturas rellenas por calcita silicificada, estratificación cruzada, gradación y laminación (Figura III.11).

El miembro superior, está constituido por mudstone arcillo – limolítico gris oscuro a negro y café grisáceo al fresco y gris ocre al intemperismo, bandeado, con fracturas rellenas de calcita, estratificado en capas medianas a gruesas (0.30 – 1.20 m.), con líneas estilolíticas y galerías por bioturbación.

El espesor promedio de la Formación Taraises en la Sierra Madre Oriental, varía de 100 a 120 m. en los cañones de Las Cortinas y La Huasteca.



Figura III.11. Afloramiento de la Formación Taraises en el Cañón de Las Cortinas, Sierra Curvatura de Monterrey; constituido por lutitas y limolitas calcáreas en capas de 20 a 60 cm. de espesor.

Relaciones Estratigráficas.- La Formación Taraises en las áreas de la Sierra Madre Oriental y al sur de la Cuenca de La Popa (potreros de: García, Chico y Viejas) sobreyace y subyace normal a las formaciones: La Casita del Kimmeridgiano – Tithoniano y Cupido del Barremiano – Aptiano Inferior, respectivamente.

Edad y correlación.- Por su posición estratigráfica se le asigna edad Berriasiano – Hauteriviano.

Por cambio de facies, se correlaciona de la base a la cima con las formaciones: Menchaca, Barril Viejo, Padilla, La Mula y La Virgen de facies de plataforma somera, con la Formación San Marcos de facies terrígenas de la Cuenca de Sabinas; y con la Formación Tamaulipas Inferior de las cuencas: Tampico – Misantla y Huayacocotla.

Ambiente.- Las características litológicas de la Formación Taraises, indican un depósito de plataforma externa en su nivel inferior a plataforma media en su nivel superior.

III.4.1.5. Formación Padilla.

Propuesta por W. G. Kane, citado por Imlay en Humprey (1956) para sedimentos de Cretácico Inferior.

Distribución.- En la Cuenca de Sabinas aflora en los anticlinales de Obayos y Cristo Capulín. En el subsuelo se ha identificado en los campos petroleros: Monclova, Buena Suerte, Lampazos, Merced y Zuloaga, localizados al SE y NE de Obayos. Hacia el límite NE de la cuenca con la Península de Tamaulipas, varios pozos la han cortado. En los pozos: CSA-50 y CSA-154, perforados al W y al E de Obayos, también la cortaron.

Litología y espesor.- La Formación Padilla en el flanco NE del Anticlinal de Obayos (Figura III.10). Está constituida por cuerpos alternantes de grainstone – packstone de bioclóstos de algas, corales y moluscos con lentes de rudistas (**Caprínidos, Monopleúridos y Requiénidos** del género **Toucasia Sp.**), gasterópodos, algas y corales; de color gris claro a café grisáceo, estratificados en capas medianas a

gruesas (0.30 – 1.20 m.) e intercalados con capas medianas de mudstone – wackstone de bioclastos y miliólidos, de color gris oscuro a café claro.

Hacia la base presenta capas gruesas gris oscuro al fresco, constituidas por abundantes organismos constructores de arrecifes (caprínidos, requiénidos, algas, corales y gasterópodos) tanto del tipo “bioherma” como “biostroma”.

En el Anticlinal Cristo Capulín, está constituida por capas delgadas, medianas y gruesas de wackstone – packstone de pellas y bioclastos de algas, gasterópodos, ostreidos y rudistas; en partes con lentes pequeños de gasterópodos y escasos rudistas.

Tanto en superficie como en subsuelo, presenta un espesor variable de 30 a 60 m. de potencia. Aunque Imlay (1940) menciona un espesor mínimo de 30 m, máximo de 420 m, considerando un promedio del espesor de 170 m.

Relaciones Estratigráficas.- Sus contactos inferior y superior, son concordantes con las formaciones: Barril Viejo del Berriasiano–Valanginiano y La Mula del Hauteriviano.

Edad y correlación.- Por su posición estratigráfica y contenido de rudistas de la Familia Caprínidae en su estadio inicial, le determinan edad Valanginiano – Hauteriviano.

La Formación Padilla se correlaciona con la Formación las Vigas de la Cuenca de Chihuahua, el miembro superior de la Formación Taraises de la Curvatura de Monterrey y del Sector Transversal W-E de la Sierra Madre Oriental; y con el miembro de bentonitas de la Formación Tamaulipas Inferior de las cuencas Tampico Misantla y Huayacocotla.

En la Cuenca de Sabinas hacia los elementos positivos de la Isla de Coahuila cambia a la facies siliciclástica de la Formación San Marcos.

Ambiente.- Las características litológicas que presenta en el Anticlinal de Obayos, indican un depósito de plataforma somera con tirantes de agua superficiales que permitieron el desarrollo de organismos constructores de arrecifes (caprínidos, algas, corales y gasterópodos) tipo “bioherma” en zonas de alta energía y tipo “biostroma” en zonas de baja energía (requiénidos, monopleúridos, algas y corales de estructura esquelética blanda). En el Anticlinal Cristo Capulín las condiciones ambientales del depósito de las rocas carbonatadas de la Formación Padilla, fueron de laguna con aguas tranquilas poco profundas.

III.4.1.6. Formación La Mula.

Distribución.- La Formación La Mula (Imlay, 1940) Aflora en los Anticlinales Cristo Capulín y la Virgen, encontrándose también en el subsuelo de los campos: Monclova, Buena Suerte, Lampazos y Merced del área Centro - Oriental de la Cuenca de Sabinas.

Litología y espesor.- Está constituida por una alternancia de capas delgadas y medianas (5 – 30 cm.) de lutitas calcáreas gris claro a oscuro y mudstone –wackstone arcilloso, parcialmente dolomitizado y con esporádicos grumos y lentes de anhidrita.

El espesor promedio de la Formación la Mula, en superficie como en subsuelo es de 70 a 200 m. en el Anticlinal de La Virgen es de 30 m. de la base a la cima.

Relaciones estratigráficas.- En superficie como en el subsuelo sus contactos inferior y superior son concordantes con las formaciones: Padilla del Hauteriviano y Cupido del Barremiano – Aptiano Inferior.

Edad y correlación.- Por su posición estratigráfica se le asigna edad Hauteriviano.

La Formación la Mula por cambio de facies se correlaciona con la Formación la Virgen en el Anticlinal de Menchaca.

Ambiente.- Las características arcillo-calcáreas y la presencia de sedimentos evaporíticos (anhidrita), sugieren un depósito en ambiente tipo “sabkha” cercano a los elementos positivos que limitaban a la Cuenca de Sabinas.

III.4.1.7. Formación La Virgen.

La Formación La Virgen fue definida por Imlay (1940) y Humphrey-Diaz (1956).

Distribución.- Tiene amplia distribución en la Cuenca de Sabinas, aflora en los anticlinales: La Virgen (localidad tipo), Menchaca, Obayos (Figura III.10), Cristo Capulín y San Blas; en el subsuelo se ha cortado en los campos petroleros existentes en esta cuenca; también se ha identificado en el subsuelo de la porción NW de la Península de Tamaulipas en el área del límite NW-SE de la Cuenca de Burgos.

Litología y espesor.- Está constituida por tres miembros: El inferior caracterizado por depósitos de anhidritas con intercalaciones de wackstone a grainstone de oolitas, miliólidos y peletoides de estratificación mediana a gruesa; el intermedio constituido por cuerpos calcáreos de wackstone a grainstone de oolitas, peletoides y miliólidos, algas y rudistas, estratificados en capas gruesas y delgadas, con intercalaciones delgadas de anhidrita; y el superior constituido por anhidritas en capas medianas y gruesas con intercalaciones de wackstone a grainstone de oolitas, peletoides y bioclastos de estratificación media a gruesa.

En el potrero del Anticlinal La Virgen, entre los cuerpos de anhidritas, presenta capas de 0.6 a 2.0 m. de mudstone – wackstone dolomitizado con carpetas de algas y estructuras diagenéticas ojos de pájaro rellenos de calcita, y capas delgadas de margas gris claro (Figura III.12).

En el subsuelo se han identificado hasta 6 horizontes de dolomías con espesores variables entre 5 y 20 m. de potencia.

La Formación La Virgen en el depocentro de la cuenca presenta un espesor promedio de 700 m., reduciéndose paulatinamente hacia los paleoelementos: Isla de Coahuila y Península de Tamaulipas.

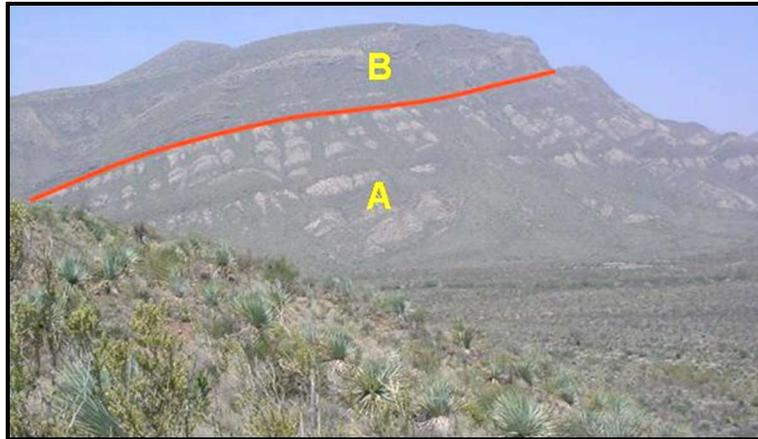


Figura III. 12. Flanco SW del Anticlinal de La Virgen, contacto entre las formaciones: A) La Virgen de facies evaporítica en paquetes potentes de anhidritas con intercalaciones de dolomías, y B) Cupido constituida por capas medianas y gruesas de wackstone – packstone.

Relaciones Estratigráficas.- Sus contactos inferior y superior son concordantes con las formaciones: La Mula del Hauteriviano y Cupido del Barremiano – Aptiano Inferior.

Edad.- Por posición estratigráfica se le asigna edad Hauteriviano, esta última, a consecuencia del cambio de facies con los carbonatos de laguna de la Formación Cupido.

Ambiente.- Las características litológicas que presenta la Formación La Virgen, en superficie y subsuelo, indican un depósito en ambiente de laguna somera (1 – 2 m. de profundidad) con intensa evaporación.

III.4.1.8. Formación Cupido.

El estudio y definición de esta Formación, así como su nombre o término fue realizado originalmente por Imlay, (1937) como Calizas Cupido. Humphrey y Díaz (1956) introducen formalmente Formación Cupido.

Distribución.- Esta formación, ocupa un 70 % de la región noreste de México; aflora en gran parte de las estructuras anticlinales expuestas en el área de la Cuenca de Sabinas, dominando un alto porcentaje en el subsuelo de los campos petroleros de la cuenca (reporte inédito trabajo exploratorio Cuenca de Sabinas).

En la Curvatura de Monterrey y el Sector Transversal W – E de la Sierra Madre Oriental, es común en las estructuras que conforman este interesante elemento tectónico.

En la Cuenca de La Popa aflora en forma lenticular señalando su presencia en el subsuelo de esta unidad tectónica.

En el subsuelo de los límites SW y NE de la Península de Tamaulipas, es común en los pozos perforados por Petróleos Mexicanos con objetivos Cretácico Inferior-Jurásico.

Litología y espesor.- Numerosos autores, Humphrey, 1949 entre otros, la describen constituida por tres miembros de características litológicas y paleontológicas afines a su ambiente de depósito, facies: Arrecifales de barrera, postarrecife y laguna.

En las áreas de la Cuenca de Sabinas (subsuelo y superficie), Cuenca de la Popa, Curvatura de Monterrey y Sector Transversal W – E de la Sierra Madre Oriental, únicamente se tiene las facies de laguna; constituida generalmente por espesores potentes de mudstone – wackstone gris claro a oscuro, ligeramente dolomitizado y estratificado en capas medianas (20 – 60 cm.); en partes intercalados con capas gruesas (1 – 2 m.) de grainstone – packstone de oolitas, pellas, miliólidos y bioclastos de algas, corales rudistas (monopleúridos, requiénidos del género **Toucasia sp.** y ocasionales caprínidos), gasterópodos y equinodermos.

En los anticlinales: De la Gavia, La Virgen (Figura III.12) y de Obayos, presenta pequeños bancos arrecifales tipo “bioherma” conformados por rudistas de las familias: **Caprínidae, Requiénidae y Monopleúridae**, asociados con esponjas, algas y corales (Figura III.13). Es común observar líneas estilolíticas paralelas a la estratificación, carpetas de algas, y estructuras diagenéticas como: Ojos de pájaro, grietas de desecación, galerías por bioturbación y ocasionales lentes y bandas de pedernal gris humo y café grisáceo. En el Anticlinal de La Gavia, a 30 m. de su contacto superior con La Formación La Peña, presenta lentes con abundante **Orbitolina sp** (Figura III.14).

El espesor promedio que presenta en las estructuras citadas, es de 250 m.; en el subsuelo del área NE de la cuenca, su espesor disminuye a 130 m.

En los cañones de Las Cortinas y de La Huasteca de la Curvatura de Monterrey, y de los Chorros del Sector Transversal W – E de la Sierra Madre Oriental, la constituyen capas medianas y gruesas de wackstone – packstone de pellas, miliólidos y bioclastos de algas, gasterópodos, rudistas y corales; en partes con lentes de rudistas de la Familia **Requiénidae (Toucasia sp.)**, asociada con escasos gasterópodos, algas y corales; alternando en partes con capas gruesas (1 – 1.5 m) de dolomías gris oscuro, de textura media a gruesa, con líneas estilolíticas, horizontes de galerías por bioturbación y numerosas fracturas rellenas por calcita. (Figura III.15).

El espesor promedio que presenta en los cañones de: Las Cortinas, La Huasteca, y Los Chorros, es de 400 m. de potencia.

En general, diferentes autores (Imlay 1937, Humphrey 1949, Humphrey y Diaz 1956) reportan para la Formación Cupido, espesores variables desde 80 a 800 metros, dependiendo de su posición paleogeográfica. El promedio es de 400 m de espesor.



Figura III.13. Rocas del Cretácico Inferior y Medio aflorantes en el flanco NE (vista al NW) del Anticlinal de Obayos



Figura III.14. Afloramiento de la Formación Cupido (cima) en el Cañón del Anticlinal de la Gavia. Capa de mudstone – wackstone con abundantes orbitolinidos (***Orbitolina* sp**) marcados con flechas en las elipses.



Figura III.15. Afloramiento de la Formación Cupido en el Cañón de las Cortinas. Capas de wackstone – packstone de pellas, bioclastos color gris claro con intercalaciones de dolomías (colores sepia) de textura media. Se aprecian fracturas perpendiculares a la estratificación.

Relaciones Estratigráficas.- La Formación Cupido en las diferentes áreas de la región NE de México, sobreyace indistintamente en concordancia a formaciones de edad Valanginiano – Hauteriviano, caracterizadas por las distintas litologías originadas por cambios de facies entre ellas, a causa de la ubicación paleogeográfica que tuvieron durante su depósito.

En la superficie y subsuelo de la Cuenca de Sabinas, sobreyace a las formaciones: La Virgen aflorante en los anticlinales de: Obayos, La Virgen, Cristo Capulín, Menchaca, San Blas y Monclova, situación similar presenta en los campos petroleros de esta región; y subyace concordante a la Formación La Peña del Aptiano Superior. En el Anticlinal de la Gavia, sus contactos inferior y superior, son concordantes con las formaciones: San Marcos y La Peña, respectivamente.

En los cañones de las Cortinas, La Huasteca y de los Chorros en la Sierra Madre Oriental, sobreyace y subyace a las formaciones: Taraises y La Peña, respectivamente (Figura III.16).



Figura III.16. Afloramiento en el flanco norte volcado del Anticlinal de Los Muertos en el Cañón de Las Cortinas. Capas verticales indicando el contacto transicional entre las formaciones: Taraises del Berriasiano – Hauteriviano y Cupido del Barremiano – Aptiano Inferior.

Edad y correlación.- El contenido microfaunístico de foraminíferos bentónicos: orbitolinidos (**Orbitalina sp.**), chofatellidos (**Chofatella sp.**), miliólidos y textuláridos, asociados con ostrácodos y con rudistas de la Familia **Caprínidae**, de ornamentación poco evolucionada, le definen un alcance Barremiano – Aptiano Inferior.

Se correlaciona con las formaciones: Las Uvas de la Isla de Coahuila, la Virgen de la Cuenca de Sabinas y Tamaulipas inferior de las cuencas de: Tampico Misantla y Huayacocotla.

Ambiente.- Las características litológicas y paleontológicas de la Formación Cupido le determinan un depósito en ambiente de plataforma interna somera de aguas tranquilas, cálidas, oxigenadas, de escasa circulación y con tirantes variables de 1 a 30 m. de profundidad, que permitieron el desarrollo de numerosos bancos arrecifales tipo “biostroma” y ocasionales bancos arrecifales tipo “bioherma”, estos

últimos en áreas reducidas sujetas a zonas de aguas con alta energía generada por acción eólica, en especial durante épocas de tormenta. Los numerosos horizontes con carpetas de algas, galerías por bioturbación y costras por desecación, indican intensa evaporación y erosión subaérea durante su depósito en épocas de sequía.

III.4.1.9. Formación La Peña.

Formación propuesta por Imlay (1936).

Distribución.- La Formación La Peña depositada a fines del Cretácico Inferior en el NW, N y NE del país, divide dos grandes periodos de depósitos carbonatados; constituyendo un horizonte importante de correlación estratigráfica para conocer la historia geológica de esta porción de la República Mexicana. Al igual que la Formación Cupido, en los reportes geológicos de la zona realizados por Petróleos Mexicanos, esta Formación se considera que cubre un 70% de la región NE de México. En la Cuenca de Sabinas, aflora en los anticlinales de: La Virgen, Menchaca, Agua Chiquita, La Gavia, Obayos, Cristo Capulín, San Blas y Pájaros Azules; en el subsuelo es frecuente en los campos petroleros del área central y NE de la cuenca.

En el subsuelo de los bordes de la Isla de Coahuila y de la Península de Tamaulipas, en sus límites con las cuencas de Sabinas y Burgos, también se ha identificado en la mayoría de los pozos perforados en estas localidades.

En la Cuenca de La Popa, aflora en forma lenticular en áreas reducidas de la traza de la Falla de La Soldadura; y al S – SE en los anticlinales de los potreros de: García, Chico y Minas Viejas.

En las áreas de la Curvatura de Monterrey y del Sector Transversal W-E de la Sierra Madre Oriental, es común observarla en las estructuras que conforman el frente tectónico norte de este gran elemento montañoso; habiéndose estudiado en los cañones de: los Chorros, las Cortinas, La Huasteca y el anticlinal de La Gavia (Figura III.17).



Figura III.17. Afloramiento en el flanco NE del Anticlinal de La Gavia, mostrando a la Formación La Peña sobreyaciendo a la Formación Cupido del Cretácico Inferior y subyaciendo a la Formación Aurora del Cretácico Medio.

Litología y espesor.- Consiste de mudstone arcilloso gris oscuro y negro al fresco y café oscuro a ocre al intemperismo, con abundante materia orgánica, despidiendo fuerte olor a hidrocarburos al golpe del

martillo; estratificado en capas de 10 a 20 cm. de espesor, con nódulos, lentes y delgadas bandas de pedernal gris oscuro y negro; en alternancia con capas delgadas y laminares de lutitas negras a café oscuro. Es común la presencia de pelecípodos y cefalópodos (amonitas) y microfauna planctónica (**Nannocónidos** y **Tintínidos**). En algunas localidades, presenta en su cima capas medianas (30 cm.) de wackstone – packstone de oolitas, pellas, miliólidos y bioclastos de gasterópodos.

La Formación La Peña en el subsuelo y la superficie de la Cuenca de Sabinas, presenta un espesor de 60 m. en la Cuenca de La Popa, en la traza de la Falla de La Soldadura es de 5 m.; al S – SE en los potreros de: García, Chico y Minas Viejas, en la Curvatura de Monterrey y el Sector Transversal de la Sierra Madre Oriental, varía de 20 a 30 m. Imlay, 1936 y Humphrey, 1949 consideran un espesor general que varía de 5 a 210 m, y un promedio de 30 m.

Relaciones Estratigráficas.- Los contactos inferior y superior de la Formación La Peña, son concordantes con las formaciones: Cupido del Barremiano Aptiano Inferior y Aurora del Albiano, condiciones que presenta en el subsuelo de los campos petroleros de la Cuenca de Sabinas (Figura III.17)

Edad y Correlación.- La macrofauna de pelecípodos y amonitas de los géneros: **Parahoplites sp**, **Dufrenoya justinea**, **Cossyella reidesis** y **Neocomites nazasensis**, asociadas con la microfauna planctónica de Nannoconidos (**Nannoconus wasalli** y **Nannoconus Truitti**) y Tintinidos (**Colomiella recta**, **Colomiella mexicana**, **Colomiella Coahuilensis**), le definen edad Aptiano Medio – Superior.

Se correlaciona por cambio de facies con la Formación Las Uvas de la Sierra de las Delicias y con el Horizonte Otates de las cuencas de Tampico – Misantla y Huayacocotla.

Ambiente.- Las características litológicas y paleontológicas de la Formación La Peña, definen un depósito en ambiente de plataforma externa a cuenca cerrada con abundante aporte de terrígenos y desarrollo de pelecípodos, cefalópodos y microfauna planctónica que bajo condiciones euxínicas favoreció la generación de hidrocarburos.

III.4.1.10. Formación Las Uvas.

El término de formación Las Uvas fue introducido por Humphrey y Díaz (1956 en Humphrey y Díaz, 2003) para definir a los estratos del área Acatita-Las Delicias.

Distribución.- La Formación las Uvas aflora en áreas reducidas de la porción NW del paleoelemento Isla de Coahuila, en el flanco Oriental de la Sierra de las Delicias en la localidad de Agua Grande en una franja orientada NW–SE de aproximadamente 15 Km. de longitud y amplitud de 300 m.

Litología y espesor.- Está constituida por capas medianas a gruesas (0.5–1.5 m.) de areniscas de grano medio a grueso, color gris claro a verdoso, con estratificación cruzada, huellas de oleaje, bioturbación y nódulos de hematita; intercalados con lutitas y limolitas gris verdoso que intemperizan a gris claro y ocre.

El espesor promedio que presenta en los afloramientos de la Sierra de las Delicias es de 5 m, incrementándose en el subsuelo hacia el límite NE de la Isla de Coahuila con la Cuenca de Sabinas.

Relaciones estratigráficas.- La Formación las Uvas, sobreyace en discordancia angular a las rocas graníticas del Complejo Basal Permo-Triásico de la Isla de Coahuila; y subyace concordante a la Formación Acatita de facies dolomítica – evaporítica (Figura III.18).



Figura III.18. Contacto discordante de la Formación Las Uvas de la cima del Cretácico Inferior con el basamento granítico Permo – Triásico y concordante con la Formación Acatita del Cretácico Medio.

Edad y correlación.- La Formación Las Uvas, que carece de organismos que definan su edad, por subyacer a la facies dolomítica – evaporítica de la Formación Acatita del Albiano, se le considera del Aptiano Superior.

Se correlaciona con las formaciones: La Peña de las cuencas de: Sabinas y la Popa, de la Curvatura de Monterrey y el Sector Transversal W – E de la Sierra Madre Oriental; y con el Horizonte Otates de las cuencas de: Tampico – Misantla y Huayacocotla.

Ambiente.- Las características litológicas y sedimentarias que presenta la Formación Las Uvas, indican un depósito en ambiente litoral somero con influencia de aguas de alta energía cercana a la fuente de suministro.

III.4.2. CRETÁCICO SUPERIOR

III.4.2.1. Formación Aurora

Distribución.- La Formación Aurora descrita originalmente en la porción SE de la Cuenca de Chihuahua por Burrows (1910), y después por Humphrey (1956) para la región noreste de México.

En la Cuenca de Sabinas aflora en los anticlinales de: La Virgen, Menchaca, La Gavia, Agua Chiquita, Nadadores, San Blas, Obayos, Cristo Capulín y Monclova. En el subsuelo, los pozos de exploración y de desarrollo en los campos petroleros de esta cuenca, también la han identificado.

En la Cuenca de la Popa, aflora en forma de lentes alargados ocupando áreas reducidas a lo largo de la traza de la Falla de La Soldadura y al S–SE en los potreros de: García, Chico y Minas Viejas.

En la Curvatura de Monterrey y el Sector Transversal W - E de la Sierra Madre Oriental, aflora en los flancos de las estructuras anticlinales que conforman el frente tectónico norte de este elemento montañoso. (Figura III.19)

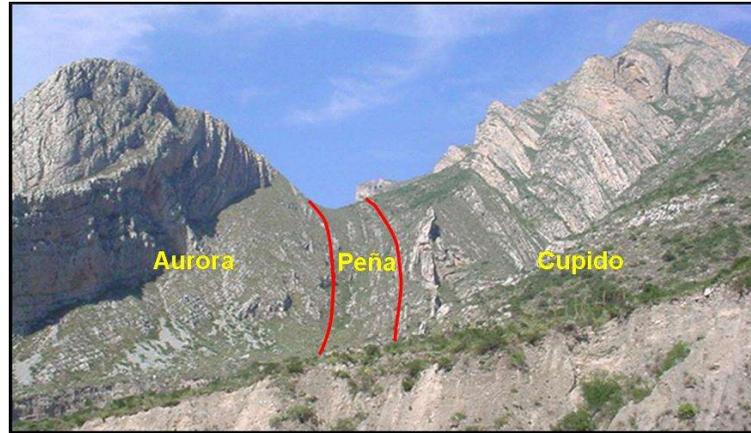


Figura III.19. Afloramiento en el flanco Norte del Anticlinal de Los Muertos en el Cañón de Las Cortinas, mostrando a la Formación Aurora subyaciendo por plegamiento inverso a la Formación La Peña del Cretácico Inferior.

Litología y espesor.- En las localidades donde aflora, presenta las características litológicas siguientes:

En la Cuenca de Sabinas, consiste de mudstone – wackstone de microfauna planctónica, bioclastos finos de algas, rudistas, gasterópodos y equinodermos, de color gris claro a café grisáceo, estratificado en capas medianas a gruesas (0.5 - 2.0 m), con líneas estilolíticas y ocasionales nódulos y lentes de pedernal gris humo; alternan con capas de wackstone – packstone de bioclastos finos y escasos miliólidos, con lentes de bioclastos de rudistas de las familias de Requiénidos (**Toucasia sp.**) y Monopleúridos, asociados con escasos miliólidos.

En la Cuenca de la Popa, la caracterizan capas potentes de mudstone – wackstone de microfauna planctónica, bioclastos finos, escasos miliólidos y textuláridos con lentes de algas, esponjas, equinodermos y gasterópodos. Hacia su base varía a color oscuro, con líneas estilolíticas y fracturas rellenas por calcita.

En los cañones de Las Cortinas (Figura III.19), de La Huasteca y de Los Chorros, está constituida por mudstone – wackstone de microfauna planctónica, bioclastos finos, miliólidos y textuláridos, de color gris claro a crema, estratificado en capas medianas a gruesas (0.5 - 2.0 m.), con líneas estilolíticas, fracturas con calcita y nódulos y lentes de pedernal gris humo a negro. En partes se intercala con horizontes arcillo – calcáreos gris claro a oscuro de estratificación laminar.

Su espesor en La Cuenca de Sabinas es de 330 m. En La Cuenca de la Popa, su espesor varía de 60 a 100 m. y en Los cañones de las Cortinas, la Huasteca y de los Chorros, su espesor promedio es de 250 m.

Relaciones estratigráficas.- La Formación Aurora en el área de la Cuenca de Sabinas, sobreyace y subyace en concordancia con las formaciones: La Peña del Aptiano Superior y Kiamichi del Albiano Medio.

En la Cuenca de La Popa en la traza de la Falla La Soldadura, sobreyace y subyace concordante a las formaciones: La Peña del Aptiano Superior y Kiamichi del Albiano Superior – Cenomaniano Inferior, situación que también presenta en los potreros de: García, Chico y Minas Viejas.

En el Cañón de la Huasteca, sobreyace y subyace concordante a las formaciones: La Peña del Aptiano Superior y Agua Nueva del Cretácico Superior (Turoniano).

En el Cañón de las Cortinas, su contacto inferior es concordante con la Formación La Peña (Figura III.19) y por falla inversa, sobreyace a la Formación Parras de edad Turoniano Superior – Senoniano.

En el flanco sur del Anticlinal de las Nieves (Cañón de Los Chorros) del sector transversal W – E de la Sierra Madre Oriental, sus contactos inferior y superior son concordantes con las formaciones: La Peña del Aptiano Superior y Cuesta del Cura del Cenomaniano, respectivamente; y en el flanco norte, sus contactos son concordantes con las formaciones: La Peña del Aptiano Superior y Kiamichi del Albiano Superior, esta última por cambio de facies con la parte superior de la Formación Aurora.

Edad y correlación.- La escasa microfauna bentónica de miliólidos y textuláridos, asociados con la microfauna planctónica de tintínidos (**Colomiella recta** y **Colomiella mexicana**) que presenta en la parte inferior y de favusélidos en la parte media y superior, le definen edad Albiano Inferior – Medio.

Se correlaciona con la formaciones de facies de plataforma: Glen Rose de la Cuenca de Chihuahua, Abra de la Cuenca Tampico Misantla y de la Plataforma de Valles – San Luis Potosí y con la formación de aguas profundas: Tamaulipas Superior de la Cuenca Tampico Misantla.

Ambiente.- Las características litológicas y paleontológicas de la Formación Aurora, le determinan un depósito en ambiente de cuenca somera nerítico profundo a batial moderado. Los escasos horizontes de wackstone – packstone finos con bioclastos de rudistas, algas y equinodermos y escasa microfauna bentónica, indican un ambiente de talud.

III.4.2.2. Formación Acatita.

La Formación Acatita fue definida por Humprey y Díaz (1956) y redefinida por Garza (1973).

Distribución.- La Formación Acatita, aflora en el paleoelemento de la Isla de Coahuila, habiéndose estudiado en el valle del Anticlinal de San Marcos, localizado en la porción SE de la isla; y en su porción NW en la Sierra de las Delicias.

Litología y espesor.- En el flanco SW del Anticlinal de San Marcos, está constituida por capas medianas a gruesas de wackstone – packstone de bioclastos de rudistas (requiénidos del género **Toucasia sp.** y monopléuridos), algas, gasterópodos y equinodermos, asociados con miliólidos, textuláridos y microgasterópodos; de color gris claro a crema e intercalados con capas medianas y gruesas de dolomías gris oscuro de textura gruesa. En partes con lentes y horizontes de mediano espesor con abundantes requiénidos y monopléuridos.

El espesor de la Formación Acatita en esta localidad sin conocer su cima supera los 300 m.

En la localidad de Agua Grande, situada en el flanco oriental de la Sierra de las Delicias, está constituida en la base por capas medianas y gruesas (0.30 – 1.0 m) de dolomías de textura media y gruesa, de color

café oscuro a claro por impregnación de aceite (gilsonita), intercaladas con capas medianas (30 – 50 cm.) de carpetas de algas dolomitizadas con fantasmas de galerías por bioturbación, de color café oscuro por impregnación de aceite perceptible al golpear la roca. La parte superior, la constituyen capas gruesas de anhidritas gris claro a blanquizco, deleznable al tacto y granos de textura media a gruesa (Figura III.20).

El espesor de la parte inferior (dolomías) de la Formación Acatita, varía de 30 a 50 m. y la parte superior (anhidritas) a causa de la erosión, su espesor es irregular.



Figura III.20. Formación Acatita dolomías gris oscuro y café oscuro por impregnación de aceite exhumado. Localidad de Agua Grande en la margen oriental de la Sierra de Las Delicias.

Relaciones estratigráficas.- El contacto inferior de la Formación Acatita en el flanco oriental de la Sierra de Las Delicias, es concordante con la Formación Las Uvas del Aptiano Superior y su contacto superior no se observó por encontrarse erosionado. Hacia el N – NW de esta sierra, la Formación Treviño de edad Albiano Medio – Superior, le sobreyace en forma concordante. En el área NW – W del Valle de San Marcos, sobreyace a la Formación la Peña y subyace en secuencia normal a la Formación Kiamichi del Albiano Superior – Cenomaniano. En el flanco SW del Anticlinal de San Marcos en su porción SE, cubre en discordancia a metareniscas y metalutitas del Complejo Basal Paleozoico de la Isla de Coahuila y también a las capas rojas de la Formación Palomas del Jurásico Inferior – Medio.

Edad y correlación.- La posición estratigráfica de la Formación Acatita en la Sierra de las Delicias y la presencia de miliólidos (**Nummoloculina heimi Bonet**) sugieren considerarla de edad Albiano Inferior – Medio.

Se correlaciona con las formaciones de facies de plataforma: Glen Rose de la Cuenca de Chihuahua, Abra de la Cuenca Tampico Misantla y de la Plataforma de Valles – San Luis Potosí y con la formación de aguas profundas Tamaulipas Superior de la Cuenca Tampico Misantla.

Ambiente.- La facies de evaporitas (anhidritas) y dolomías con carpetas de algas, miliólidos y bancos de rudistas (requiénidos y monopléuridos) le definen un depósito de laguna de plataforma somera con tirantes de agua reducidos (1–2 m.) con intensa evaporación.

III.4.2.3. Formación Kiamichi.

Distribución.- La Formación Kiamichi (Hill, 1891), tiene amplia distribución en la Cuenca de Sabinas y en el frente Norte del Sector Transversal W–E de la Sierra Madre Oriental.

En la Cuenca de Sabinas, aflora en los anticlinales de: San Marcos (flanco NE), La Mula, La Virgen, Menchaca, La Gavia, Agua Chiquita, Nadadores, Cristo Capulín, Salsipuedes, San Blas, Obayos, Monclova y Pájaros Azules. En el subsuelo de los campos petroleros del área central de la cuenca, es común su presencia en las columnas estratigráficas cortadas.

En el Sector Transversal W – E de la Sierra Madre Oriental, aflora en forma de franjas alargadas en los flancos Norte de las estructuras anticlinales existentes en el límite Norte de la sierra.

Litología y espesor.- La Formación Kiamichi se caracteriza por presentar una litología monótona en el subsuelo y superficie de la Cuenca de Sabinas. Está constituida de mudstone – wackestone de microfauna planctónica (calciesphaerúllidos, favuséllidos, y hedbergéllidos), de color gris oscuro a negro al fresco y café grisáceo y ocre al intemperismo; estratificado en capas delgadas a medianas (5 - 40 cm.), en partes con nódulos, lentes y bandas de pedernal negro con abundante microfauna planctónica, e intercalado con capas laminares a delgadas de lutitas ligeramente bentoníticas gris oscuro y negro, con ocasionales nódulos calcáreos con núcleos de macrofósiles (pelecípodos, braquiópodos y cefalópodos).

En el subsuelo y las localidades donde aflora, su espesor varía de 30 a 70 m.

Relaciones estratigráficas.- Su contactos inferior y superior, son concordantes con las formaciones: Aurora del Albiano Inferior y George Town del Albiano Superior (Figura III.21).



Figura III.21. Formación Kiamichi en contacto normal con las formaciones: Aurora, y George Town en el flanco SW del Anticlinal de Nadadores.

Edad y correlación.- Los macrofósiles Cefalópodos (*Oxytropidocera sp.*), Braquiópodos (*Trigonia sp.*) y la microfauna planctónica de Calciesphaerúllidos (*Calciesphaerulla innominata* y *Pithonella ovalis*), favuséllidos (*Favusella washitensis*, *Favusella scitula*, *Bishopella sp.*) y hedbergéllidos (*Hedbergella planispira*), le definen edad Albiano Medio.

Se correlaciona con la Formación Treviño de facies de plataforma de la Isla de Coahuila y la parte inferior de la Formación Tamaulipas Superior de la Cuenca Tampico Misantla.

Ambiente.- Las características litológicas y paleontológicas de la Formación Kiamichi, indican un depósito en ambiente de plataforma externa de una cuenca cerrada con suave pendiente y abundante aporte de terrígenos finos que bajo condiciones euxínicas durante una etapa de inestabilidad tectónica y lenta subsidencia, permitió el desarrollo de pelecípodos, braquiópodos y cefalópodos, asociados con abundante microfauna planctónica.

III.4.2.4. Formación Georgetown.

Ésta formación fue descrita originalmente como “Caliza Georgetown” por Shumard (1860). Posteriormente, Hill (1901) propone el término Formación Georgetown.

Distribución.- Tiene amplia distribución en el subsuelo y superficie de la Cuenca de Sabinas y en el Sector Transversal W – E de la Sierra Madre Oriental.

En la Cuenca de Sabinas, aflora en los anticlinales de: San Marcos (flanco NE), La Mula, La Virgen, Menchaca, La Gavia (Figura III.22), Agua Chiquita, Nadadores (Figura III.21), Cristo Capulín, Salsipuedes, San Blas, Obayos, Monclova y Pájaros Azules. En el subsuelo de los campos petroleros del área central de la cuenca, es común su presencia en las columnas estratigráficas cortadas.

En el Sector Transversal W – E de la Sierra Madre Oriental, aflora en forma de franjas alargadas en los flancos norte de las estructuras anticlinales existentes en el límite Norte de la sierra.

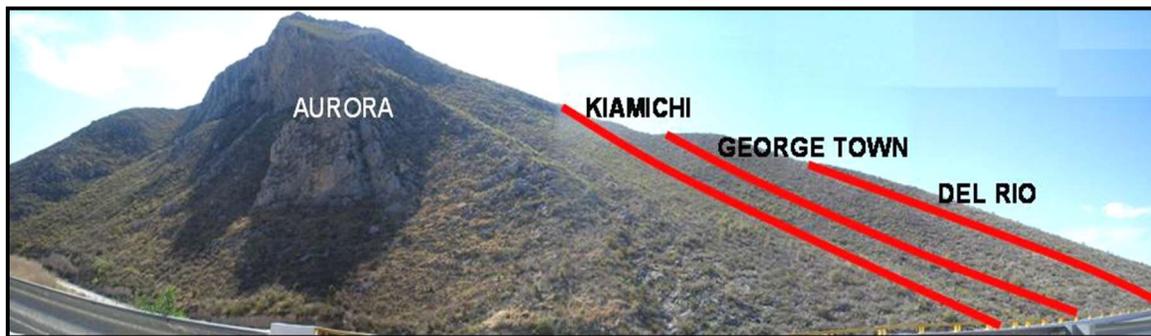


Figura III.22. Formación George Town en contacto normal con la formaciones: Kiamichi y Del Río en el flanco SW del Anticlinal de la Gavia.

Litología y espesor.- La Formación George Town en la Cuenca de Sabinas, presenta una litología monótona constituida de mudstone – wackestone de microfauna planctónica de calciesphaerúllidos y favuséllidos, de color gris claro a oscuro, estratificado en capas delgadas a medianas (10 – 40 cm.) e intercalado con delgados horizontes de lutitas bentoníticas gris oscuro verdoso y deleznales al tacto; en

partes presenta fracturas con calcita, líneas estilolíticas y nódulos y lentes de pedernal gris claro con abundante microfauna planctónica, y nódulos calcáreos con pelecípodos en sus núcleos.

En el subsuelo y las localidades donde aflora su espesor varía de 40 – 60 m.

Relaciones estratigráficas.- Sus contactos inferior y superior son concordantes con las formaciones: Kiamichi del Albiano Medio y Del Río del Senoniano – Cenomaniano (Figura III.21 y III.22).

Edad y correlación.- Los microfósiles planctónicos **Calciesphaerula innominata** y **Favusella washitensis**, le definen edad Cenomaniano).

Se correlaciona con las formaciones: Loma de Plata de facies de plataforma y George Town de aguas profundas de la Cuenca de Chihuahua; Cuesta del Cura (parte inferior) de la Cuenca del Centro de México y del Sector Transversal de la Sierra Madre Oriental; y con la parte inferior de la Formación Tamaulipas Superior de las cuencas de: Tampico Misantla y Huayacocotla.

Ambiente.- La Formación George Town, se depositó en un ambiente nerítico profundo a batial moderado, en una cuenca de suave pendiente limitada por la Península de Tamaulipas al NE y la Isla de Coahuila al SW, con escaso aporte de terrígenos finos y bentonita.

III.4.2.5. Formación Del Río.

La Formación del Río fue inicialmente descrita y el nombre propuesto por Hill y Vaughan (1898). Aunque la descripción más detallada que existe la proporciona Humphrey y Díaz (2003).

Distribución.- Tiene amplia distribución en el subsuelo y superficie de la Cuenca de Sabinas, extendiendo su influencia hacia el área central de la Cuenca de Chihuahua. También su presencia es común en el área de la Península de Tamaulipas y en el extremo NW de la Cuenca de Burgos.

En la Cuenca de Sabinas, aflora en los anticlinales de: San Marcos (flanco NE), La Mula, La Virgen, Menchaca, La Gavia (Figura III.22), Agua Chiquita, Nadadores (Figura III.21), Cristo Capulín, Salsipuedes, San Blas, Obayos, Monclova y Pájaros Azules. En el subsuelo de los campos petroleros del área central de la cuenca, es común su presencia en las columnas estratigráficas cortadas.

Litología y espesor.- Consiste de margas gris claro a verdoso al fresco y ocre al intemperismo, intercaladas con: mudstone – wackestone de microfauna planctónica (calciesphaerúlidos) gris claro a oscuro y lutitas y limolitas calcáreas gris oscuro con nódulos formados por pelecípodos y braquiópodos; de estratificación laminar y delgada (5–30 cm). En partes con lentes de wackestone – packstone de bioclastos y foraminíferos bentónicos.

En el subsuelo y en las localidades donde aflora su espesor varía de 40 a 60 m.

Relaciones estratigráficas.- Los contactos inferior y superior de la Formación del Río, son concordantes con las formaciones: George Town del Albiano Superior y Buda del Turoniano.

Edad y correlación.- La asociación de microfósiles planctónicos de **Calciesphaerulla innominata** y bentónicos de **Haplostiche texana** con los pelecípodos del género **Exogyra arietina**, le definen edad Cenomaniano.

Se correlaciona con la Formación Cuesta del Cura de la Cuenca del Centro de México y del Sector Transversal de la Sierra Madre Oriental.

Ambiente.- La Formación del Río se depositó en un ambiente de cuenca cerrada con aguas nerítico someras y aporte de terrígenos con desarrollos lenticulares de calcarenitas y foraminíferos bentónicos hacia sus márgenes. Su depósito es contemporáneo con el inicio de la etapa sinorogénica de la Revolución Laramide a fines del Cretácico y principios del Terciario.

III.4.2.6. Formación Buda.

Inicialmente Hill (1899) da el nombre a esta Formación como Caliza Shoal Creek; posteriormente, éste autor reemplaza dicho término por el nombre Caliza Buda

Distribución.- Tiene amplia distribución en el subsuelo y superficie de la Cuenca de Sabinas, extendiendo su influencia hacia el área central de la Cuenca de Chihuahua. Es común en el área N de la Península de Tamaulipas y en el extremo NW de la Cuenca de Burgos.

En la Cuenca de Sabinas, aflora en los anticlinales de: San Marcos (flanco NE), La Mula, La Virgen, Menchaca, La Gavia, Agua Chiquita (Figura III.23), Nadadores (Figura III.21), Cristo Capulín, Salsipuedes, San Blas, Obayos, Monclova y Pájaros Azules. En el subsuelo de los campos petroleros del área central de la cuenca, es común su presencia en las columnas estratigráficas cortadas.

Litología y espesor.- Está constituida por mudstone – wackstone de microfauna planctónica (calciesphaerúllidos), de color café claro al fresco y ocre al intemperismo, estratificado en capas delgadas y medianas (10–30 cm.), intercalado con margas gris verdoso que presentan lentes de cefalópodos (**Amonita sp**) y bivalvos (**Inoceramus labiatus**).

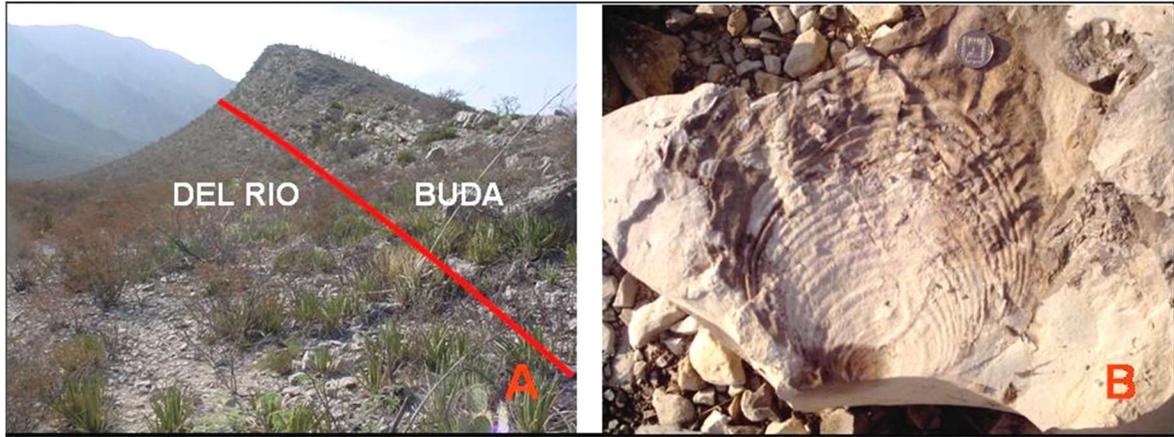


Figura III.23.-Formación Buda en flanco SW del Anticlinal de Agua Chiquita con bivalvos (*Inoceramus labiatus*) que le definen edad Turoniano.

Relaciones Estratigráficas.- Los contactos inferior y superior de la Formación Buda, son concordantes con las formaciones: Del Río del Cenomaniano y Parras del Santoniano.

En el subsuelo de la Cuenca de Sabinas, su contacto superior se define concordante con la Formación Parras y/o Austin de edad Santoniano.

Edad y correlación.- La microfauna planctónica de *Calciesphaerulla innominata* y *Pithonella ovalis*, asociada con las amonitas del género *Budaiceras sp.*, y el bivalvo *Inoceramus labiatus* le definen edad Cenomaniano Superior – Turoniano.

Ambiente.- La Formación Buda se depositó en un ambiente de cuenca nerítico profunda a batial moderado con aporte de terrígenos.

III.4.2.7. Formación Eagle Ford.

Distribución.- Se encuentra ampliamente distribuida en superficie y subsuelo de la Cuenca de Sabinas, en los bordes de la Península de Tamaulipas y en los bordes noreste de la Cuenca de Burgos. Se pueden observar afloramientos de esta Formación en la Sierra de Obayos y en el Cerro del Muerto.

Litología y espesor.- Está constituida por lutitas calcáreo-carbonosas laminares, de color oscuro a negro, que alternan con cuerpos laminares de mudstone arcillosos de color oscuro.

Su espesor promedio es de 100 a 150m, pero se han llegado a medir hasta 320 metros (Roemer 1852 y Hill 1887).

Relaciones Estratigráficas.- En la Cuenca de Sabinas su contacto inferior es concordante con la Formación Buda del Turoniano, su contacto superior es concordante y transicional a la Formación Austin.

Edad y correlación.- Por su posición estratigráfica y contenido micro faunístico de **Clavhedbergella moremani**, **Hedbergella sp**, **Globigerinelloides sp**, **Whiteinella sp**, **Heterohelix moremani**, **Heterohelix reussi**, **Heterohelix pulchra** y **Dicarinella sp**; y macrofauna de **Inoceramus labiatus** e **Inoceramus sagensis**, se le asigna edad Cenomaniano Superior - Turoniano.

Ambiente.- Sus características litológicas y paleontológicas de esta Formación determinan un depósito en un ambiente marino relativamente somero, de circulación restringida, probablemente con influencia de plataforma externa

III.4.2.8. Formación Austin.

Distribución.- Tiene una distribución preponderante hacia el norte de la cuenca de sabinas y se ha reportado su presencia tanto en superficie como en el subsuelo. También se tiene registro de esta Formación en la porción norte de la Península de Tamaulipas y en el borde noroccidental de la Cuenca de Burgos

Litología y espesor.- Consiste de mudstone a wackestone de bioclastos, en partes en forma de creta y arcillosos, de color café claro y oscuro, con algunas intercalaciones de lutitas calcáreas y de margas.

El espesor varía de 100m hasta 350 m, su espesor promedio es de 250 m. el espesor mayor se ubica en la región de Monclova y los menores se localizan en la zona del poblado de Sabinas.

Relaciones Estratigráficas.- Su contacto inferior con la Formación Eagle Ford es concordante y transicional; y el superior es también normal transicional con la Formación Upson (Shumard 1860 y Sellards et al, 1932).

Edad y correlación.- La microfauna, *Marginotruncana psedolinneiana*, *Marginotruncana coronata*, *Marginotruncana angusticarinata*, *Dicarinella canaliculata*, *Marginotruncana schneegansi*, *Dicarinella concavata*, *Dicarinella hagni*, *Marginotruncana tarfayaensis*, *Marginotruncana marginata*, *Ventilabrella sp*, *Parasigalia carinata*, *Marginotruncana carinata*, *Globotruncana bulloides*, *Globotruncana austinensis*, *Globotruncana lapparenti*, *Archaeoglobigerina cretacea* y *Euvigerina sp*. Definen a la Formación Austin con edad Coniaciano – Santoniano.

Se correlaciona lateralmente por cambio de facies con las formaciones Caracol, Parras y San Felipe.

Ambiente.- esta Formación se depositó en facies de plataforma externa, relacionadas a frentes de sistemas fluvial – deltaicos.

III.4.2.9. Formación Upson.

Distribución.- Tiene una distribución limitada hacia la parte oriental de la Cuenca de Sabinas, en la parte norte de la Península de Tamaulipas y en noroeste de la Cuenca de Burgos

Litología y espesor.- Está constituida principalmente por lutitas deleznales y limolitas, con esporádicas y delgadas interestratificaciones de areniscas calcáreas con abundantes bioclastos. Estos terrígenos están dispuestos en estratos delgados, y presentan coloración gris pardo y rojizo.

Su espesor varía de 200 a 400 metros.

Relaciones Estratigráficas.- Sus contactos son concordantes y transicionales sobre la Formación Austin (Dumble, 1892 in Sellards et al., 1932), y el superior con la Formación San Miguel.

Edad y correlación.- Por su posición estratigráfica y contenido faunístico se le asigna edad Campaniano Inferior. El conjunto faunístico identificado en esta unidad, consiste de **Exogyra ponderosa**, **Globotruncana fornicata**, **Globotruncana lapparenti**, **Globotruncana stephensoni**, además de abundantes foraminíferos bentónicos.

Ambiente.- Por las características litológicas, se infiere para los sedimentos de esta unidad, un ambiente de depósito deltáico con influencia de prodelta, en un dominio de antefosa.

III.4.2.10. Formación San Miguel.

Distribución.- Tiene una distribución muy reducida; en el subsuelo solo un pozo (CSA-90) corto esta formación. En superficie su presencia se reduce a la parte oriental de la zona en el Cerro de las Hormigas.

Litología y espesor.- Consiste de cuerpos de areniscas feldespáticas de grano fino a medio, de color gris y pardo, con intercalaciones de lutitas laminares y de capas delgadas con gran cantidad de gasterópodos, con apariencia de coquina.

Su espesor varía de 100 a 300 metros (Dumble 1892 in Sellards et al. 1932).

Relaciones Estratigráficas.- Sobreyace concordante y transicionalmente a la Formación Upson, y subyace en igual forma, a la Formación Olmos.

Edad y correlación.- Por su posición estratigráfica y formas de macro y microfauna, le corresponde una edad Campaniano Superior. La microfauna consiste de escasas formas de **Globotruncana arca**, **Globotruncana fornicata**, **Globotruncana lapparenti**, **Globotruncana rosetta**, abundantes dinocistos y organismos bentónicos.

Ambiente.- Su ambiente de depósito es el correspondiente a facies deltáicas (barras) con influencia litoral y de frente deltáico; cuyo origen está asociado a la zona de antefosa de la Deformación Laramide.

III.4.2.11. Formación Olmos.

Distribución.- Esta Formación se depositó en el área de estudio de forma limitada, encontrándose solo hacia la mitad oriental de la cuenca.

Litología y espesor.- Constituida predominantemente por lutitas carbonosas y lutitas calcáreas, con algunas intercalaciones de margas, coquinas y limolitas. Son también comunes los lechos y cuerpos de carbón y las concreciones ferruginosas. En su culminación va gradando a arenosa hasta presentarse con intercalaciones de conglomerados finos (Stephenson 1927, in Sellards et al., 1932).

El espesor de esta secuencia varía de 150 hasta 430 metros.

Relaciones Estratigráficas.- Sus contactos son concordantes sobre la Formación San Miguel y bajo la Formación Escondido.

Edad y correlación.- Por su contenido faunístico y posición estratigráfica, le corresponde una edad Maestrichtiano Inferior. La macrofauna diferenciada consiste de **Exogyra ponderosa** y **Exogyra costata**, además de algunas formas de **Calcisphaerula sp**, abundantes dinocistos y de polen-esporas.

Ambiente.- El ambiente de depósito de estos terrígenos, se considera que varía de litoral a lagunar y continental; probablemente en facies deltáicas de canales fluviales y distributarios relacionadas a zonas de antefosa.

III.4.2.12. Formación Escondido.

La primera descripción de esta formación la realizó Dumble (1892), y ubico su contacto formacional entre el Cretácico y el Eoceno, cerca de Piedras Negras, Coahuila, México.

Distribución.- Esta Formación se depositó en el área de estudio de forma limitada, encontrándose solo hacia la mitad oriental de la cuenca. No hay reporte de haber sido cortada por los pozos exploratorios realizados en la zona.

Litología y espesor.- Está definida por una serie de areniscas feldespáticas con cementante calcáreo, de grano fino a grueso, con intercalaciones delgadas de lutitas y de cuerpos de coquinas de ostreas. Localmente hacia la base, presenta interestratificaciones de areniscas conglomeráticas y de margas.

Su espesor varía de 180 a 460 metros.

Relaciones Estratigráficas.- Su contacto inferior es en general concordante sobre la cima de la Formación Olmos, la parte superior de esta formación se encuentra erosionada y cubierta por aluvión.

Edad y correlación.- Su edad por posición estratigráfica y contenido faunístico de: **Sphenodiscus sp**, **Globigerinelloides sp** y **Heterohelix sp**, corresponde al Maestrichtiano Superior.

Ambiente.- Su ambiente de depósito se interpreta ocurrió en facies que varían de litorales a lagunares, probablemente de tipo de barras y de canales interdistributarios y distributarios, relacionados a zonas de antefosa.

III.5 Cenozoico

III.5.1- PLIOCENO

III.5.1.1. Conglomerado Sabinas.

Estos depósitos fueron inicialmente conocidos genericamente como Conglomerado Reynosa, pero Robeck *et al.*, (1956) propuso el nombre de Conglomerado Sabinas.

El conglomerado está constituido por Guijarros redondeados de diferentes calizas de colores gris claro, verdoso, negro, crema y gris oscuro, cementados por carbonato de calcio, que en partes se ha disuelto por acción química de las aguas circulantes, mostrando gravas "in situ". La edad de estos depósitos es Plioceno.

III.5.1.2. Cenozoico Continental indiferenciado.

Los depósitos superficiales constituidos por aluviones y suelos de poco espesor con amplia distribución en la planicie de la cuenca, y formando abanicos aluviales en las faldas de la sierras, descansando en discordancia sobre las formaciones Mesozoicas, se les define como Cenozoico Continental Indiferenciado.

IV. ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO

IV.1 Secuencia Pre-Oxfordiano – Tithoniano

El origen de la Cuenca de Sabinas, se ubica en el Triásico Tardío y presumiblemente hasta el Jurásico Medio, producto del rifting que afectó al sector centro-occidental de la Pangea para formar tanto al Golfo de México, como al ahora océano Atlántico. La geometría de la cuenca, de manera simple, se puede definir como un sistema de horst y graben, ya que está compuesta por bloques altos y bajos, limitados por fallas de movimiento vertical, característicos de zonas afectadas por esfuerzos distensivos. Modelos más elaborados fueron propuestos, como Kingston *et al.*, (1983) quien define la cuenca como una zona de transtensión, de tipo *interior fracture* y Burchfiel y Stewart (1966) como cuenca *Pull-Apart*.

Los sedimentos asociados a este ambiente de apertura, se consideran el primer registro sedimentario del área, y son conocidos como Conglomerado basal, el cual está integrado por fragmentos de rocas de origen ígneo y metamórfico. Por su carácter básicamente continental, esta unidad se ha nombrado de diferentes maneras, entre los que destacan: Conglomerado basal, Capas rojas, Terrígenos continentales, Lechos rojos, estos nombres son informales, pero de uso común en la estratigrafía de la Cuenca de Sabinas (reporte geológico de Pemex de 1970). Sus características generales muestran conjuntos de conglomerado oligomíctico y polimíctico con fragmentos de rocas metamórficas, ígneas y cuarzo, además de areniscas de grano fino a grueso y limolitas de tonalidad de ocre a rojiza. La posición estratigráfica de estas rocas se ubica infrayaciendo a los sedimentos marinos del Jurásico Tardío, y a la secuencia del Cretácico Temprano; hacia la base, sobreyace a las unidades que integran al basamento pre-mesozoico.

El análisis de esta secuencia es complejo debido a la falta de información, esto es, no existe información suficiente de sus características litológicas, no existen reportes de afloramientos en superficie y los datos con los que se cuenta, provienen de pozos que se han perforado en la zona. Su distribución también representa un problema, puesto que su presencia no ha sido corroborada en todos los sectores, ya sea porque los objetivos de los pozos perforados no alcanzaron a cortar estas rocas o porque llegaron al basamento cristalino sin encontrar vestigios. Esto se ejemplifica mejor con la información del pozo CSA – 55, que reportó 16 m. de espesor, contrastando con el dato del pozo CSA - 156, el cual cortó 1,023 m. de espesor de estas rocas, sin llegar a la base de su contacto; por otro lado, el pozo CSA – 25, se perforó hasta la profundidad de 4,295 m en donde alcanzó el basamento sin cortar lechos rojos; el pozo CSA – 85, al igual que el anterior, llegó al basamento a los 1,732 m. sin cortar estos sedimentos.

Con base en esta información, se puede visualizar claramente, la asociación estrecha entre la tectónica activa que moldeaba la geometría de la cuenca en este periodo de tiempo, y el correspondiente depósito de estos sedimentos. Esto permite afirmar, que la distribución de los lechos rojos a lo largo de la cuenca, estuvo controlada inicialmente por la posición de los paleoelementos positivos, como la península de Coahuila y Península de Tamaulipas con respecto al basamento de la cuenca, y posteriormente por la geometría existente de la superficie marina, puesto que, aunque la invasión marina aumentó paulatinamente hasta cubrir a los paleoelementos, existían zonas someras y profundas que favorecían la acumulación de sedimentos, además de áreas restringidas o aisladas, en las que el flujo de material continental no estuvo presente.

La sedimentación durante el Oxfordiano - Kimeridgiano Inferior, estuvo sujeta a la continuidad de la trasgresión marina (figura IV.1), la cual, de acuerdo al registro estratigráfico, además de ser de intensidad moderada, es decir, el fenómeno no fue catastrófico, sino gradual; también presentó ciertas oscilaciones,

lo que pudo generar la falta de continuidad en el registro sedimentario o en su defecto, cambios de facies laterales, como puede apreciarse en las formaciones Zuloaga, Olvido y La Gloria. Estas formaciones son contemporáneas y han sido mapeadas a lo largo de la cuenca, encontrando que sus cambios de facies están sujetas a dos aspectos importantes: uno, como se mencionó anteriormente, el oscilante nivel del mar; y dos, áreas con diferente elevación, asociadas al desarrollo de la cuenca. De esta manera, tenemos que, en la parte sureste de la cuenca, la Formación Zuloaga está compuesta por calizas con esporádicos bancos oolíticos e incipiente presencia de evaporitas; en la parte central, se incrementa el espesor de evaporitas y disminuye la presencia de caliza, representada por la Formación Olvido; y hacia las zonas cercanas a los elementos positivos, los sedimentos de la Formación La Gloria se caracterizan por ser principalmente de tipo clástico.

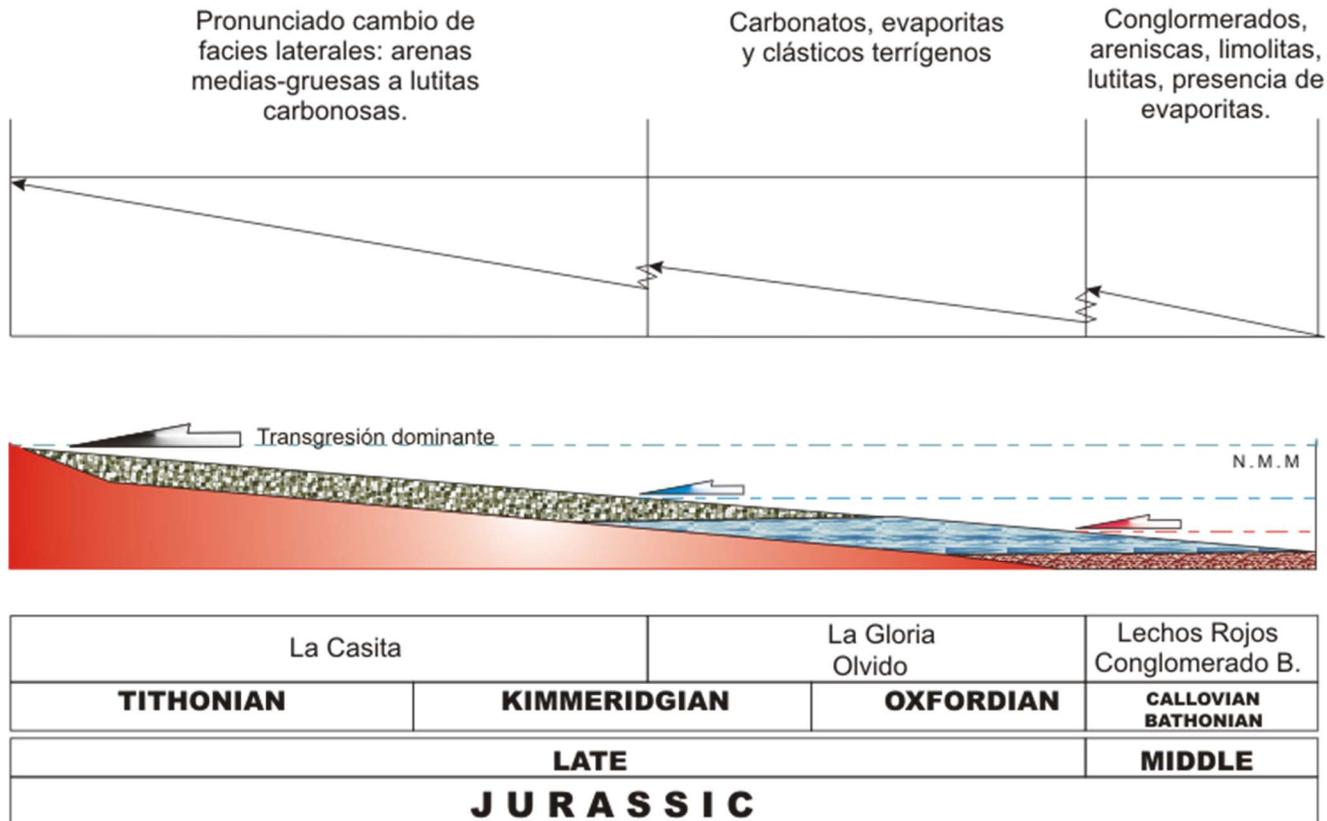


Figura IV.1. Diagrama de la secuencia pre – Oxfordiano – Tithoniano.

Los ambientes determinados para el desarrollo de las facies que caracterizan a estas formaciones, van desde ambientes poco confinados con un nivel de energía bajo y oxigenación normal, hasta ambientes más confinados con un incremento en la salinidad y en consecuencia ausencia de fauna. El tirante de agua en estas áreas fue determinante y dominado por eventos de supra marea, principalmente. La sedimentación característica son evaporitas y carbonatos. En estas facies también es común encontrar yesos, anhidritas y en ocasiones dolomías.

Las zonas en donde predominan los sedimentos clásticos de la Formación La Gloria, presumiblemente, fueron afectadas por una serie de inundaciones asociadas a eventos de incursión de marea, en donde la energía del medio podría haber sido de moderada a alta.

La última secuencia de esta serie estratigráfica, se ubica entre el Kimeridgiano Superior al Tithoniano y está representada por la Formación La Casita. Durante este periodo de tiempo, la cuenca fue afectada por un evento transgresivo mayor y por la reactivación de la tectónica distensiva. Estos dos eventos afectaron tanto a la geometría de la cuenca como al régimen de sedimentación; la parte central del área sufrió una profundización, y el tirante de agua aumento considerablemente, esto origino que la sedimentación fuese variada, presentando cambios de facies laterales. La sedimentación clástica se depositó hacia los márgenes de la cuenca, en la que se formaron abanicos deltaicos con influencia continental; hacia el centro, en donde la profundidad se incrementó de manera notable, los sedimentos depositados fueron terrígenos finos y calizas arcillosas con abundante materia orgánica de ambientes profundos.

Estas características litológicas muestran de una manera clara, la diferencia en la profundidad, desde la parte oriental hasta la parte occidental de la cuenca, mostrando el cambio paulatino de ambientes sedimentarios someros hasta los ambientes profundos.

De manera general, en esta secuencia del Pre-Oxfordiano al Tithoniano, el evento eustático dominante fue de tipo transgresivo, y aunque se puede considerar como un solo evento continuo, se pudieron observar etapas bien definidas: la transgresión inicial, asociada a la apertura de la cuenca; en el Oxfordiano- Kimeridgiano, oscilante, de poca intensidad; y una última, de mayor intensidad, que finalizo en el Tithoniano.

En lo que respecta a los espesores de las formaciones, Lechos rojos, Zuloaga, Olvido y La Gloria, se tienen datos aislados que no son confiables, ya que en algunos casos no fue posible medir espesores completos en superficie; en subsuelo, los datos de pozos aunque son más precisos, hay variaciones importantes que se asocian a los efectos tectónicos locales y a la deformación de los sedimentos evaporíticos, los cuales podrían presentar adelgazamiento en las zonas con importante sobrecarga de la columna sedimentaria.

Aun con este panorama, los datos de espesores son útiles para ser utilizados de manera cualitativa y cuantitativa cuando sea posible, para visualizar la variación del depósito de sedimentos a lo largo de la zona de estudio. Lo que brindaría una importante información de la relación dinámica entre el aporte de sedimentos, la subsidencia y la tectónica local.

Los espesores reportados para los Lechos rojos, como se mencionó al principio del capítulo, su distribución a lo largo de la cuenca es muy irregular y no se cuenta con datos suficientes. Los espesores revisados en los pozos que cortaron esta formación, presentan valores cercanos a los 400 metros y menores a los 20 metros (con excepción del valor parcial reportado de 1023 m. sin alcanzar base en el pozo-CSA-156). Los valores máximos se ubican en la parte centro norte de la cuenca, muy cercano al poblado de Sabinas, en donde el valor máximo reportado fue de 389 metros.

Para las formaciones Zuloaga y Olvido, sus espesores son relativos por su naturaleza evaporítica; el espesor mínimo se encuentra alrededor de los 100 m y un máximo de 1200 m (pozo CSA-38). La Formación La Gloria no se encuentra aflorando, por lo que solo se cuentan con datos de subsuelo, de pozos cercanos a los paleoelementos positivos que limitan la cuenca, en los que se reportan espesores moderados entre 250 y 300 metros.

La Formación La Casita, es una de las formaciones más completas de la columna estratigráfica del área, cuenta con una gran distribución, cubriendo la totalidad de la zona. Sus características litológicas como se mencionaron anteriormente, presentan variaciones de facies importantes, tanto lateral como verticalmente, al igual que sus espesores. En superficie, la columna tipo se encuentra en el núcleo de los plegamientos importantes como son el anticlinal de Obayos y el anticlinal de Pájaros Azules; en estas áreas, la columna está incompleta por erosión, mostrando espesores de hasta 320 metros. En subsuelo

se han cortado espesores variados, disminuyendo la potencia hacia la parte oriental de la cuenca, con un promedio aproximado de 300 m. Los espesores de mayor potencia se encuentran localizados hacia el límite occidental, cercano a los bordes de La Isla de Coahuila, en donde se reportó que en los pozos: CSA-157 se cortó un espesor de 1,914 m; en el pozo CSA-3, 2,050 m; y en el pozo CSA-158, 2,320 m.

Las características litológicas de esta secuencia Pre-Oxfordiano - Tithoniano, así como los valores de espesores reportados, dan la pauta para precisar, que los efectos producto de la transgresión marina, la actividad tectónica distensiva y la reactivación de fallas preexistentes, se concentraron en mayor proporción en la parte centro-occidental de la cuenca.

El basamento, en este mismo sentido, debió jugar un rol importante, puesto que estando activa la apertura de la cuenca, es factible asumir la presencia de flujos térmicos producto del adelgazamiento de la corteza, lo que favorecería el hundimiento o generación de fosas donde actuaron las fallas normales.

Por tanto, podemos asumir que las fallas jurásicas que formaron y limitan a la cuenca, presentaron para este tiempo, un movimiento de tipo normal sobre el plano de falla original, lo que facilitó el efecto de subsidencia por carga litostática en esta zona, en donde la tasa de deposición de sedimentos fue mayor en comparación con el resto del área.

IV.2 Secuencia Berriasiano – Hauteriviano Inferior

La segunda secuencia estratigráfica identificada, el régimen sedimentario cubre desde inicios del Berriasiano hasta el Hauteriviano Inferior. Este intervalo de tiempo está representado por las formaciones Menchaca (cuya variación lateral es la Formación Taraises), Barril Viejo, Padilla y La Mula. Las características litológicas de estas formaciones, en conjunto, representan una secuencia de cambios litológicos verticales, que revelan con claridad las variaciones del tirante de agua que definieron el ambiente sedimentario predominante en cada unidad (figura IV.2). Para este tiempo, se reconocieron en el área ambientes de cuenca, talud, plataforma externa, plataforma interna y litoral.

Por otro lado, la tectónica del periodo de rift, responsable de la apertura de la cuenca y de las transgresiones marinas iniciales en el área, presenta su último evento en el Berriasiano, y posteriormente la zona mantuvo ambientes tectónicos más estables. Las variaciones del nivel del mar a partir de este intervalo, fueron asociadas a fenómenos de subsidencia y eustáticos, principalmente.

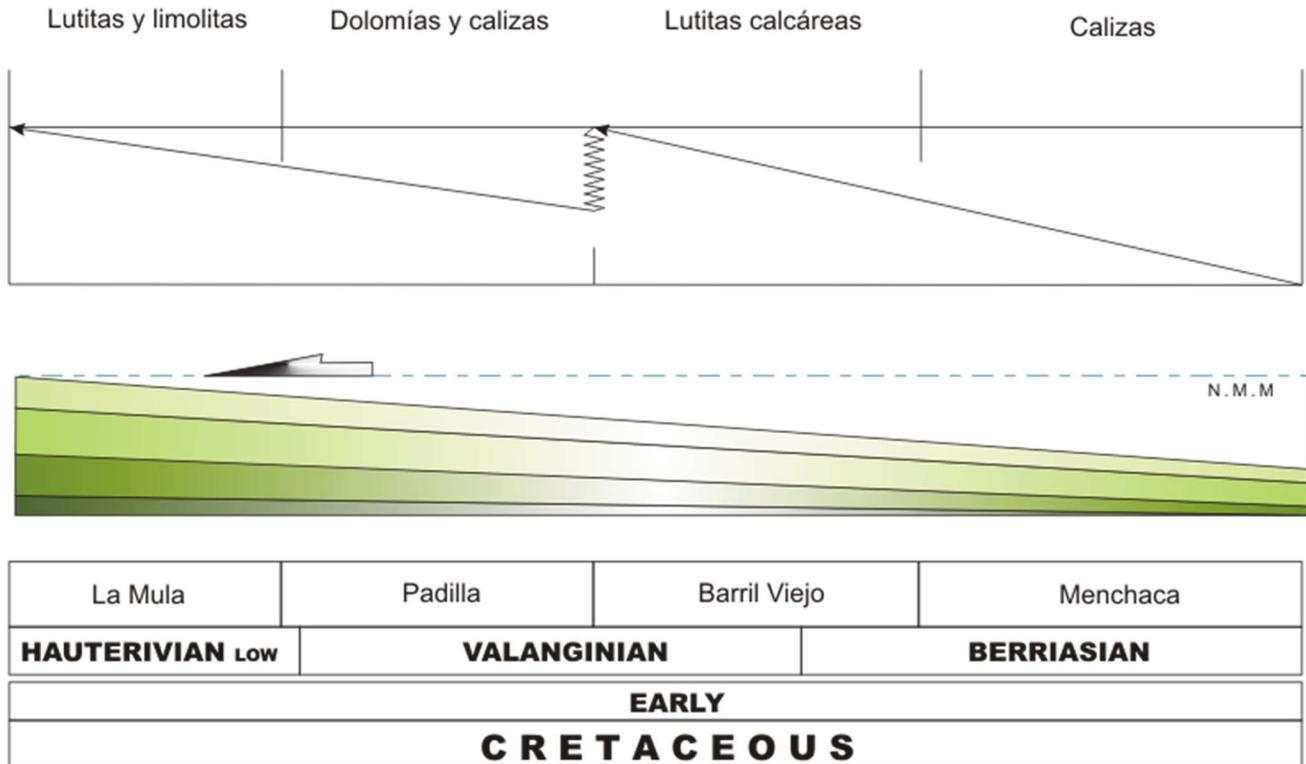


Figura IV.2. Diagrama de la secuencia Berriasiano – Hauteriviano Inferior.

En general, esta secuencia se integra por dos eventos regresivos que son claramente diferenciables, tanto en las facies someras como en las profundas. El primer evento está referido a las formaciones Menchaca y Barril Viejo; y el segundo, por Padilla y La Mula (figura IV.2).

En el Berriasiano Superior, como se comentó anteriormente, las condiciones de sedimentación estuvieron influenciadas por efectos tectónicos, puesto que aunque la cuenca contaba con una estabilidad relativa, también se tenían pulsos remanentes de la etapa de rift, lo que se ve reflejado en el depósito de una secuencia carbonatada con intercalaciones de sedimentos clásticos que pueden observarse en las formaciones Menchaca y Barril viejo.

En lo relacionado con la Formación Taraises y Menchaca, que son variaciones laterales de facie, la Formación Taraises se distribuye en la parte centro oriental y sur del área de estudio; mientras que la Formación Menchaca se deposita principalmente hacia la porción central y está constituida por una secuencia de calizas, lutitas calcáreas y lutitas limosas.

Para el Valangiano, se continuó el depósito de la Formación Menchaca en las partes profundas de la cuenca, y hacia las zonas someras se depositó la Formación Barril Viejo con depósitos con características clásticas.

La Formación Barril Viejo está constituida por una intercalación de margas, lutitas y calizas arcillosas. Esta unidad, tiene una orientación preferencial NW-SE, que es la orientación general de la Cuenca de Sabinas. Sus depósitos de mayor importancia se encuentran en la parte central del área de estudio.

La Formación Padilla, al igual que Barril Viejo, se desarrolló en la parte central de la cuenca en un área muy extensa. Ha sido reportada en una gran cantidad de pozos perforados en la zona. En general consiste de calizas gris oscuro, en capas medianas a gruesas con intercalación de dolomías.

Durante el Hauteriviano se desarrolló una secuencia clástica compuesta de lutitas, que fue graduando a la cima a calizas arcillosas, estos sedimentos corresponden a la Formación La Mula. La Mula se depositó lejos de los bordes de los paleoelementos positivos, más precisamente en la porción central. Consta de lutitas y lutitas calcáreas con horizontes dolomíticos en la base, graduando hacia la cima a calizas arcillosas. Es común ver presencia de partes arenosas y horizontes de yeso y anhidrita a lo largo de la columna.

Finalmente, podemos apuntar que, para este intervalo de tiempo, la secuencia estratigráfica desarrollada presenta cambios importantes en las condiciones de sedimentación. Al prevalecer la mayor parte del tiempo una estabilidad tectónica, se vuelven más homogéneas y en consecuencia existe un dominio de un tipo específico de litología, en este caso, la carbonatada.

Los valores de los espesores también se ven ligeramente disminuidos en comparación con las formaciones que integran la secuencia anterior. En este sentido, tenemos que el espesor menor de la Formación Menchaca reportado por el pozo CSA-99 es de 115 m, y el mayor de 1,285 m reportado en el pozo CSA-158. Para la Formación Barril Viejo se tienen espesores mínimo de 90 m y el máximo hasta 425 m. Para la Formación Padilla se cuenta con mayor información de pozos, lo que permitió observar que los espesores menores se ubican en la porción noroeste del área de estudio con valores mínimos de espesor de 30 m, mientras los más espesores más potentes son reportados hacia el SE con hasta 550 m. en la Formación La Mula el espesor menor es de 60 m y el mayor de hasta 480 m.

Las columnas de las formaciones que afloran en superficie pueden observarse en la Sierra de Menchaca, el anticlinal de Obayos, el anticlinal de Pájaros Azules y La Sierra de Santa Rosa. Los espesores medidos de las columnas de estas localidades varían y no están expuestas en su totalidad, por lo que se consideraron como columnas tipo en donde pueden analizarse sus características litológicas.

Estructuralmente es importante notar que, en este intervalo de tiempo, los pulsos finales de la tectónica distensiva son pulsos de menor intensidad y cesan completamente en el Berriasiano Superior, cuyo efecto se ve reflejado principalmente en el componente clástico en la columna predominantemente carbonatada. No se observan indicios de deformaciones corticales mayores, solo se asumen ligeros movimientos verticales en las fallas preexistentes, que no afectan de manera importante la profundización de la cuenca.

La subsidencia que afectó a la zona, por tanto, se debe principalmente a la carga litostática y no fue de gran magnitud. De acuerdo a la información de espesores reportados, su efecto mayor estaría concentrado en la parte central del área de estudio.

IV.3 Secuencia Hauteriviano Superior – Aptiano Inferior

Esta secuencia está constituida por las formaciones La Virgen y Cupido, su distribución es amplia y bien definida a lo largo del área de estudio. Sus características litológicas se asocian a eventos regresivos, que controlan los diferentes ambientes sedimentarios presentes en el registro estratigráfico (figura IV.3). En estas dos unidades se pueden observar una gran variedad de ambientes, desde el tipo talud hasta el de tipo litoral, mismos que fueron desarrollados en función de la variación del nivel del mar y las estructuras

positivas que prevalecían en el área. Estas elevaciones, facilitaban la variación del tirante de agua en diferentes áreas para el mismo tiempo y el acuífamiento de la sedimentación en sus bordes.

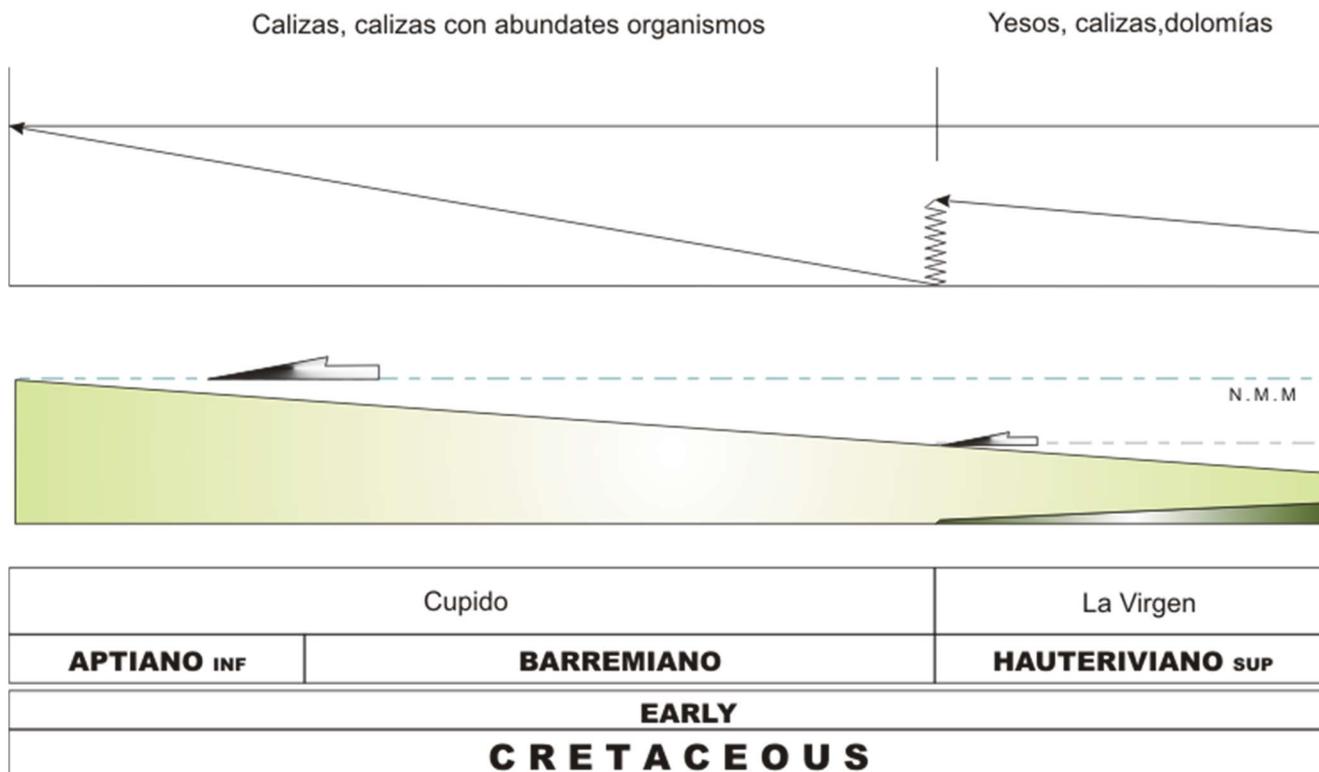


Figura IV.3. Diagrama de la secuencia Hauteriviano Superior – Aptiano Inferior.

El desarrollo de la geometría de la cuenca también fue un elemento importante que afectó el régimen sedimentario. Para en este tiempo, ya se podía inferir y constatar mediante la información de pozos perforados en el área, que la profundización de la cuenca a través del tiempo, fue concentrada principalmente en la parte centro occidental, en donde se fueron acumulando la mayor potencia de sedimentos. La parte oriental de la cuenca, tuvo muy pequeñas variaciones estructurales, las fallas originales de la apertura de la cuenca, apenas si se movieron, lo que originó una cierta estabilidad de esta zona, impactando en la potencia de los espesores, en los ambientes sedimentarios predominantes y los cambios de facie laterales de las unidades depositadas. Por lo que se puede inferir que la cuenca presenta dos zonas con diferente comportamiento estructural, una hacia el occidente, en donde los efectos estructurales tuvieron su mayor expresión, y la otra hacia el oriente, en donde prevalecía una relativa estabilidad estructural.

De esta manera, específicamente para este tiempo, esta situación puede ser ejemplificada con la Formación Cupido, la cual cronológicamente sobreyace normalmente a la Formación La Virgen, pero en algunas locaciones, hacia los bordes preferentemente, presenta cambios laterales con la misma Formación.

La Formación La Virgen tiene una gran distribución a lo largo y ancho del área de estudio, presenta variaciones tanto cambios litológicos verticales, como en tipos de sedimentación. Se pueden reconocer ambientes sedimentarios de sabkha lagunar y de litoral. El nivel de energía para el ambiente lagunar es de bajo a moderado, en donde los yesos se presentan en forma dispersa, el tirante de agua es mínimo y el medio es presuntamente confinado. El Sabkha, está representado por yesos y anhidritas, con presencia

de arenas diseminadas y en ocasiones interestratificadas; el nivel de energía es considerado bajo. La parte de litoral se localiza preferencialmente hacia los bordes de la cuenca, el nivel de energía es relativamente alto, y se pueden observar areniscas calcáreas, escasas dolomías y yesos.

En general la Formación La Virgen está constituida por tres miembros, el inferior caracterizado por depósitos de anhidritas con intercalaciones de calizas de estratificación mediana a gruesa. El miembro intermedio, presenta cuerpos calcáreos, capas gruesas y delgadas con algunas intercalaciones delgadas de anhidrita. El miembro superior, constituido principalmente por anhidritas con intercalaciones de calizas con estratificación mediana.

Los cambios de facie de esta formación muestran la variación del régimen sedimentario, lo cual puede observarse principalmente en el cambio del miembro calcáreo de la porción media, la cual incrementa su potencia hacia el oriente y cambia de facie con la Formación Cupido. Hacia las márgenes de la cuenca cambia de facies con las formaciones Hosston y San Marcos.

La Formación Cupido también presenta amplia distribución en el área. En general está compuesta por calizas masivas, capas gruesas y medianas. Por su carácter básicamente calcáreo existe una gran cantidad de rasgos de eventos de presión-disolución, como son las estilolitas, también están presentes concreciones de pirita, hematita y pedernal.

Los ambientes sedimentarios reconocidos en esta Formación son de talud, nivel de energía moderado a alto, estructuras sedimentarias asociadas como pliegues sinsedimentarios y deformación convoluta, gradación normal y estratificación cruzada, entre otros. En el tipo de plataforma externa se considera un nivel de energía bajo a moderado. También está presente el ambiente arrecifal, con textura boundstone y un nivel de energía moderado. El ambiente arrecifal predomina en la parte oriental del área de estudio y contiene bancos arrecifales, rudistas y otros moluscos.

De esta manera, se puede apreciar que para el Hauteriviano Superior – Aptiano Inferior la transgresión marina que afectó al área dio origen a un depósito de sedimentos evaporíticos y carbonatos, que pone de manifiesto una mayor estabilidad tectónica. Al occidente, la presencia de zonas someras y restringidas permitió el depósito de la Formación La Virgen. Hacia el oriente se depositó la Formación Cupido y en las zonas marginales, continuo del depósito de las formaciones San Marcos y Hosston.

Durante este evento se observan en localidades espesores muy grandes, para La Virgen los espesores mayores reportados en la zona suroccidental van de los 1, 300 m hasta más de 1,700 m; los menores, se encuentran en la zona noroccidental con menos de 400 m.

La Formación Cupido tiene espesores muy variados, aunque predominan los espesores mayores en la porción nororiental con valores entre 400 y 600 m, alcanzando en algunos sectores espesores mayores a 1, 000 m, según los datos reportados en el pozo CSA-51 y CSA-6. Los espesores menores se encuentran al noroeste.

Estos espesores podrían interpretarse como una reactivación de las fallas normales que favorecieron la subsidencia en el área. Pudiéndose notar el valor mayor de la subsidencia en la parte occidental de la cuenca, en donde se depositaron los espesores más potentes.

IV.4 Secuencia Aptiano Superior - Cenomaniano

Esta secuencia está compuesta por dos eventos de carácter transgresivo, bien diferenciados con características litológicas definidas. El primer evento está representado por las formaciones La Peña y Tamaulipas Superior, las cuales cubren del Aptiano Superior al Albiano Inferior. El segundo, cubre del Albiano Superior al Cenomaniano Medio, y está constituido por las formaciones Kiamichi, Georgetown, Del Río y Buda (figura IV.4). La tendencia de la estructura de las formaciones que integran este intervalo de tiempo, son predominantemente estratocrecientes con cambios de facie verticales. Los ambientes sedimentarios que pudieron definirse a partir del registro sedimentario son del tipo de cuenca, plataforma externa y plataforma interna.

En el Aptiano Superior, la trasgresión marina que afectó al área, fue una de las más intensas que se registraron en el Cretácico temprano. Sus efectos fueron regionales, incrementando el tirante de agua en toda la cuenca, cubriendo los elementos positivos que aún estaban presentes en este tiempo. Debido a la magnitud de este evento, se depositó La Formación Las Uvas de mares someros sobre lo que antes fueron zonas positivas, como La Isla de Coahuila. En ambientes profundos, en el centro de la cuenca, se depositó la Formación La Peña, la cual tiene una amplia distribución y cubre toda el área de estudio. Las características litológicas de esta Formación definen un ambiente de cuenca a plataforma externa. Consiste de rocas preferencialmente arcillosas, entre las que predominan las lutitas fosilíferas de colores oscuros, cuentan con fauna pelágica, con laminaciones y presencia de bandas de pedernal.

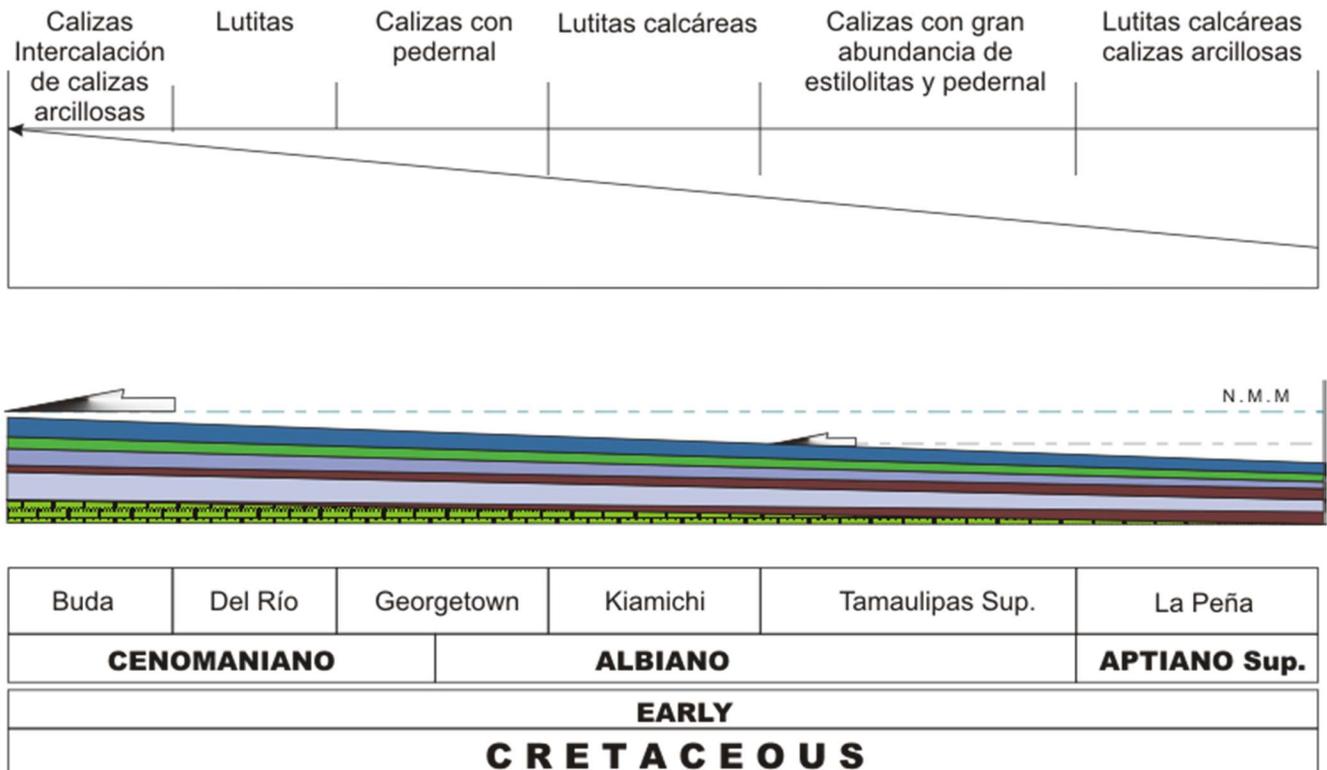


Figura IV.4.- Diagrama de la secuencia Hauteriviano Superior – Aptiano Inferior.

La Formación Tamaulipas Superior o su equivalente Aurora se ubican en el Albiano Inferior, en esta época, se continuó el desarrollo de rocas carbonatadas y en las áreas en donde existieron altos estructurales se depositaron bancos arrecifales. Además de estos bancos arrecifales en los altos arrecifales, también simultáneamente con el depósito de los sedimentos de tipo plataforma se desarrollaron bancos arrecifales como el complejo arrecifal El Burro y los arrecifes Viesca y Treviño formados sobre la plataforma de Coahuila. La Formación Coahuila, se depositó ampliamente en toda la región y sus características litológicas determinan ambientes de cuenca somera, en donde los tirantes de agua oscilan entre el nerítico profundo y el batial moderado. Generalmente consiste de calizas color gris oscuro y claro, estructuralmente presenta capas medianas y gruesas con estilolitas, nódulos y lentes de pedernal. Se ha reportado estratigráficamente como ondulante y en ocasiones inclusive presentar intercalaciones de dolomías.

Para el Albiano Superior, se depositó la Formación Kiamichi preferencialmente en el centro de la cuenca, hacia los bordes se continuo el depósito de la Tamaulipas Superior. La Formación Kiamichi se encuentra en la parte centro-noroccidental, en donde sus características indican un ambiente de depósito dominante de tipo plataforma externa con pendiente suave y abundante aporte de terrígenos finos. Generalmente y de acuerdo a su ambiente sus facies presentan calizas fosilíferas de color gris oscuro con foraminíferos planctónicos. En otras facies están presentes los foraminíferos bentónicos aunque prevalece la abundancia de planctónicos. El nivel de energía varía de acuerdo a las facies de bajo hasta moderado. Es importante anotar que esta formación ha sido dividida en tres miembros: el inferior calcáreo arcilloso, el medio calcáreo y el superior arcillo-calcáreo. Sus afloramientos más importantes se ubican en el anticlinal de San Marcos, La Gavia y Obayos, entre otras locaciones.

La Formación Georgetown se depositó al finalizar el Albiano, cubre casi toda el área de estudio a excepción del sureste de la cuenca. Está constituida por calizas arcillosas, calizas en estratos medianos con nódulos de pedernal y hematita y presencia de estilolitas. El aporte de terrígenos finos y bentonita, aunque fue restringido, puede observarse en las ocasionales intercalaciones delgadas de lutitas y margas de color gris claro. El nivel de energía presumiblemente fue moderado a bajo en un ambiente de plataforma interna.

Durante el Cenomaniano Inferior-Medio, continuo el depósito de carbonatos de plataforma, en toda la región suroriental, pero hacia los sectores central y occidental se depositaron sedimentos más terrígenos que dieron origen a las formaciones Del Río y Buda. La Formación Del Río está ampliamente distribuida en el área, y está constituida por lutitas de color gris oscuro, deleznable, con delgadas intercalaciones de calizas. La Formación Buda consiste de calizas fosilíferas en estratos medianos y delgados con ocasionales intercalaciones de lutitas en estratos delgados a laminares.

En cuanto a la potencia de los espesores de las formaciones que integran esta secuencia, se tiene que los espesores de la Formación La Peña, hacia el noroeste llegan a ser mayores de 200 m y disminuyen hacia el oriente hasta solo 7 m. Para la Formación Tamaulipas Superior, los espesores mayores se reportan al sur y occidental del área midiéndose en superficie 313 m en La Sierra de Obayos, y 360 m en La Sierra de Santa Rosa; los espesores menores se localizan hacia el oriente observándose solo 50 m en el anticlinal del Fraile. La Formación Kiamichi presenta sus espesores mayores en el borde nororiental de La Plataforma de Coahuila y los menores en el borde sur de La Plataforma de Tamaulipas y en el borde sur-suroriental de La Plataforma de Coahuila. Sus espesores son muy reducidos y variados, en promedio varían de 30 a 70 m. La Formación Georgetown también presenta variaciones considerables, los mayores espesores se localizan al sur de La Plataforma de Tamaulipas con 105 m en La Sierra de Santa Rosa, y 45 m en el anticlinal de Obayos. Del Río, sus espesores mayores están hacia el sector noroccidental de acuerdo al reporte de los pozos CSA-159 y CSA-163, con espesor de 80 m, y los menores hacia el área de Lampazos con 15 m. La Formación Buda tiene un espesor promedio de 35 m, siendo más potente

hacia la parte noroccidental con dato del pozo CSA-163 con 95 m. los espesores más delgados se ubican en la región entre Lampazos y Sabinas con un promedio de 20 m.

En esta secuencia sedimentaria, se pone de manifiesto la prevalencia en el record sedimentario de rocas carbonatadas que indican la prolongación de ambientes de plataforma y la reactivación de las fallas normales por sobrecarga de la columna. Estos dos factores influyeron en el desarrollo de dos series que reflejan el proceso dinámico que se llevó a cabo en este intervalo de tiempo.

La primera serie inicia con el depósito de la Formación La Peña en ambientes de cuenca, lo que implica una profundización del área. Posteriormente, ocurre un levantamiento del basamento, no tan importante pero que se ve reflejado por un ligero evento regresivo y el consiguiente depósito de La Formación Tamaulipas Superior en ambientes de cuenca somera y dominante plataforma externa.

El depósito de carbonatos con intercalaciones de terrígenos, es considerado como la segunda serie, lo que indica que continuo la tendencia regresiva reflejado en la generación de las formaciones Kiamichi, Georgetown, Del Río y Buda, las cuales presentan sucesión de facies verticales de sedimentos que van de tipo plataforma externa a plataforma interna.

IV.5 Secuencia Turoniano - Maastrichtiano

Esta secuencia la conforman dos secuencias, una transgresiva y la otra regresiva. La naturaleza de la sedimentación cambio y su tendencia se volvió primero transgresiva, lo que provocó la desaparición de la plataforma carbonatada dando origen a la plataforma terrígena, y después regresiva con la aparición de una secuencia de facies progradantes terrígenas. Las variaciones verticales de facies van desde mar abierto profundo y somero hasta facies mixtas y continentales.

El Turoniano, por lo tanto, está caracterizado por una etapa transgresiva y el inicio del depósito de formaciones con un gran contenido de material terrígeno y en menor proporción de tipo carbonatado. Las formaciones ubicadas para este tiempo son Agua Nueva, Eagle Ford e Indidura.

La Formación Eagle Ford tiene una amplia distribución en el área y consiste de lutitas calcáreas y carbonosas, laminares y quebradizas con intercalaciones de calizas arcillosas de estratificación delgada. Sus mayores espesores se ubican en el área circundante a Monclova con una potencia de 485 m, y los menores hacia la región del poblado de Muzquiz, con 50 m.

Posteriormente una etapa regresiva afecta la cuenca cambiando ligeramente la sedimentación durante el Conaciano-Santoniano, variando las facies de cuenca al tipo de plataforma interna. Hacia la parte norte y centro se depositaron carbonatos y terrígenos de aguas someras; al sur, arenas, lutitas y carbonatos; al oriente, calizas arcillosas y bentonitas.

La formación más representativa de este evento es La Formación Austin, la cual está ampliamente distribuida en el área y está constituida por la alternancia de lutitas y calizas con intercalaciones de calizas arcillosas. Es común encontrar estratos delgados con gran contenido de carbón. Los espesores mayores de esta Formación se ubican en la parte central, cerca de Monclova, reportándose 500 m de espesor. Los

espesores menores se encuentran hacia la parte nororiental en dirección al poblado de Sabinas con 90 m aproximadamente.

En el Campaniano-Maastrichtiano el aporte de material clástico se incrementó cubriendo casi en su totalidad el área, permitiendo el desarrollo de una plataforma terrígena. Esta etapa es considerada regresiva y progradante que muestra ambientes de plataforma, pro-delta, frente deltaico, planicie deltaica y litoral

Las facies marinas de acuerdo a los ambientes de sedimentación, van desde las facies distales representadas por las formaciones Upson con lutitas y limolitas, San Miguel, areniscas y limolitas, hasta las proximales en donde fueron depositadas las formaciones Olmos compuesta por limolitas y lutitas, presenta además, horizontes de carbón; Formación Escondido, con areniscas calcáreas y limolitas y finalmente el Grupo Difunta constituido por una alternancia de lutitas y areniscas.

V. ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE SECCIONES COMPUESTAS

V.1 Generalidades

Metodologías aplicadas

Para interpretar el arreglo estructural de las formaciones involucradas en las secciones regionales transversales, se integró la información de datos de geología superficial, sísmica de reflexión y pozos cercanos a las líneas de sección.

Modelo estructural cualitativo

Se analizaron y revisaron la mayoría de las líneas sísmicas que cubrían el área del proyecto, con el objetivo de estudiar los estilos estructurales presentes en la cuenca. Las líneas principales para el estudio fueron seleccionadas basándose en la posición geográfica y la calidad de los datos.

El modelo cualitativo se desarrolla con base en las líneas sísmicas seleccionadas y su posterior interpretación, para caracterizar la geometría de las diferentes estructuras que se presentan en los perfiles sísmicos. Una vez que la interpretación sísmica está completa, los pozos cercanos se utilizan para desarrollar un modelo de velocidad y convertir el perfil de tiempo a profundidad. Una vez que se tiene el perfil en profundidad, se utiliza como base para hacer el modelo estructural cuantitativo. Este modelo proporciona una explicación del origen de los estilos estructurales observados y el relieve. Un ejemplo de este proceso se ilustra en la Figura V.1.

Modelado estructural superficial.

En los tramos de las secciones interpretadas donde no se cuenta con información sísmica, se realizaron trabajos de geología superficial, tomando datos estratigráficos y estructurales en las formaciones que se encuentran aflorando para complementar con ellos, los modelos estructurales presentes en cada sección regional. En estos tramos se utilizó la información de los contactos entre las formaciones, el rumbo y el echado, para determinar la geometría del pliegue y desarrollar un modelo estructural profundo que debe unirse a las interpretaciones de las líneas sísmicas. El modelado de capacidades estructurales "*Lithotect*", fue utilizado para desarrollar la geometría de los pliegues. Un ejemplo de este proceso se muestra la interpretación estructural del Anticlinal Cristo – Capulín (Figura V.2).

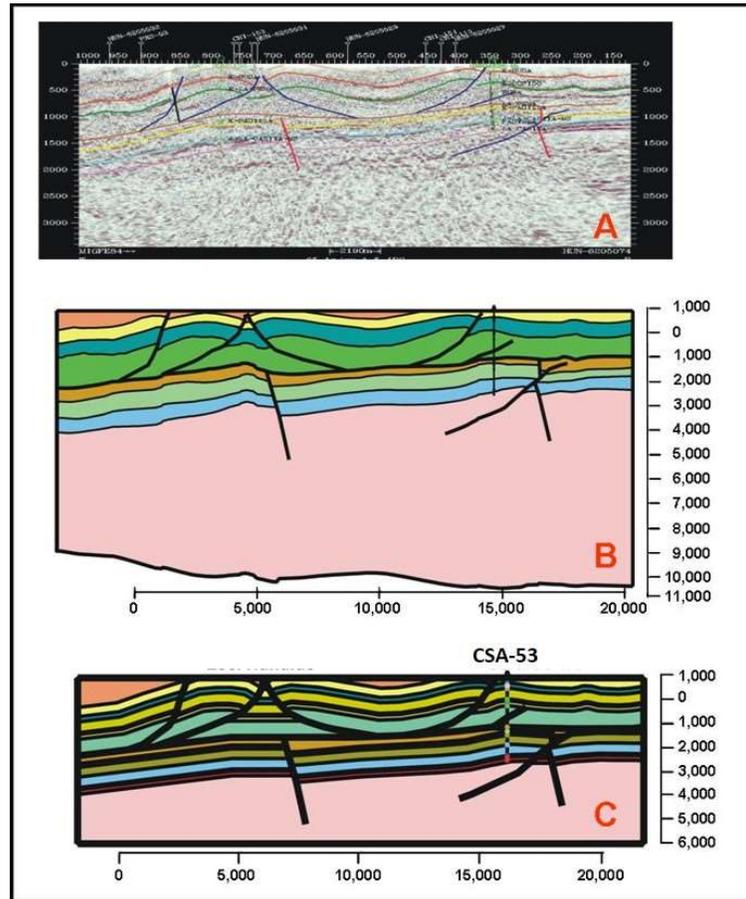


figura V.1. Ejemplo del Proceso de una línea sísmica: A) interpretación geológica del perfil sísmico, B) Conversión a profundidad y C) Modelo desarrollado considerando características de las formaciones cortadas por el pozo de calibración.

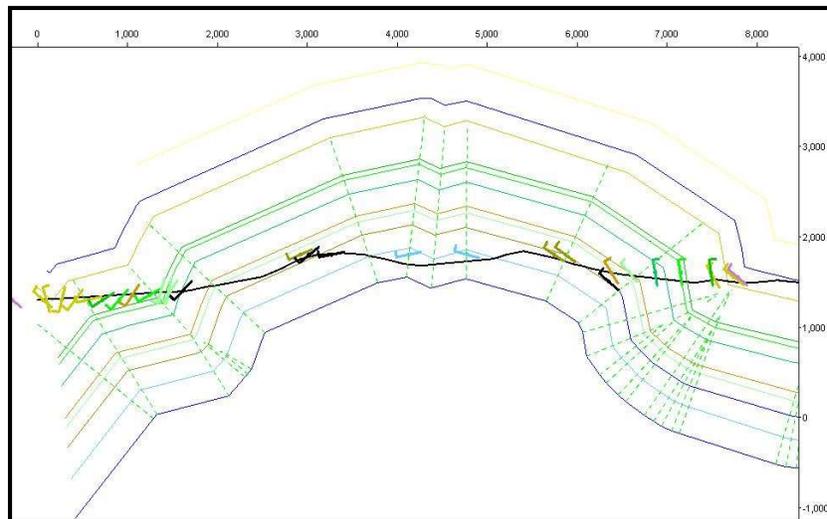


Figura V.2. Interpretación estructural de las rocas aflorantes en el Anticlinal de Cristo-Capulín, mostrando los ejes de pliegue calculados con el método de proyección de pliegue *Kink* (método de balanceo de secciones. Software Lithotect).

Unión de las Secciones Estructurales

El paso final en la interpretación de fallas y plegamiento de las secciones regionales transversales a la Cuenca de Sabinas, es la vinculación de las diferentes líneas sísmicas seleccionadas con los tramos de las secciones superficiales balanceadas para obtener un modelo estructural integrado.

Restauración de las Secciones Estructurales Regionales.

La restauración de las secciones se realizó por el método de longitud de líneas de capa; esto es, una vez realizado el diseño superficial y correspondiente proyección a subsuelo, se mide la longitud de cada una de las formaciones y/o capas de la sección plegada, para restituir o regresar los desplazamientos de las fallas a los puntos de su inicio y desdoblar los pliegues hasta adquirir la horizontal. Este proceso se realizó en una primera etapa utilizando el software de diseño *Lithotect*, posteriormente en la segunda etapa, una vez que las secciones fueron correctamente calibradas, se llevó a cabo la restitución y medición de forma gráfica.

Orientación de secciones estructurales compuestas

Las secciones regionales planteadas para el desarrollo de este proyecto están orientadas SW – NE, de forma perpendicular a la tendencia de las estructuras principales del área del estudio (Figura V.3).

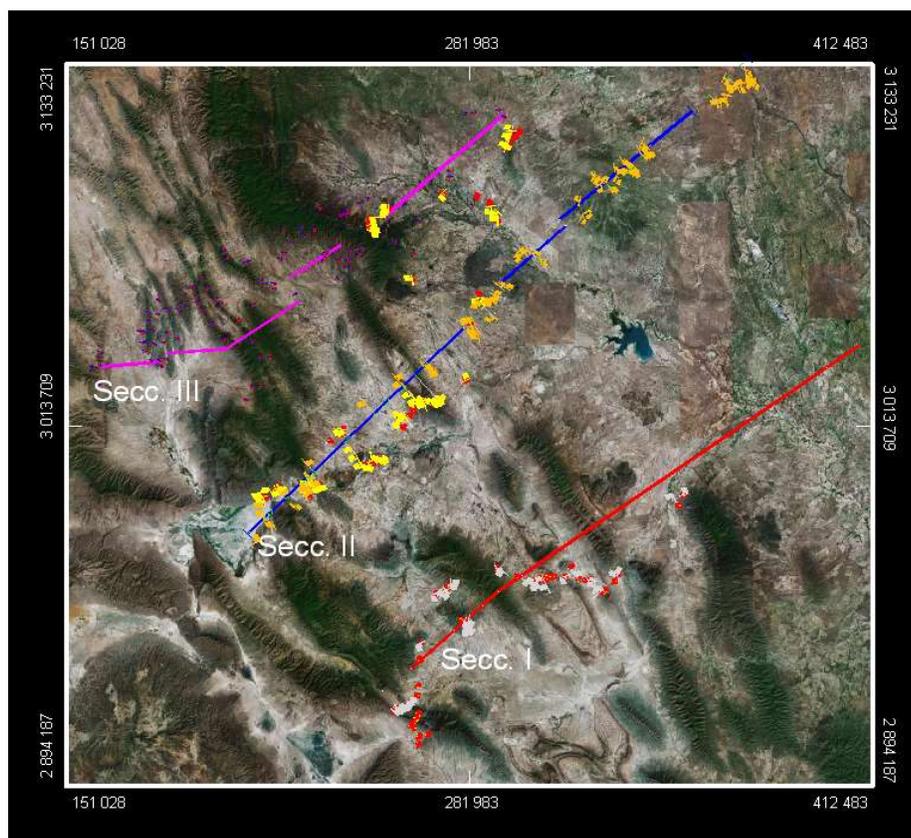


Figura V.3. Imagen de satélite del área de la Cuenca de Sabinas y localización de las secciones geológicas estudiadas. También se muestran graficados los datos estructurales medidos a lo largo de las mismas.

La sección transversal regional I, se ubica en el área centro sureste de la Cuenca de Sabinas, se inicia en el flanco SW de la Sierra de La Gloria, La Sierra de Pájaros Azules, Mesa de Cartujanos, terminando al NE del campo de gas Lampazos (Figura V.3).

La sección transversal regional II, se ubica en el área central de la Cuenca de Sabinas, se inicia en el SW de los anticlinales: Agua Salada (Agua Chiquita), Cristo-Capulín y Nadadores, el Anticlinal de la Sierra Obayos, el Anticlinal Pirineos y el Campo de gas Merced (Figura V.3).

La sección transversal regional III, se ubica en el área centro noroeste de la Cuenca de Sabinas, se inicia en el flanco SW del Anticlinal Cristo-Capulín, cruzando el Anticlinal de la Sierra Salsipuedes, el Anticlinal de la Sierra Santa Rosa, terminando al NE a lo largo de la estructura de Palau (Figura V.3).

V.2 Modelo estructural de la sección regional compuesta I

La sección estructural regional I, la cual inicia en el flanco suroeste de la Sierra de La Gloria y que cruza las áreas de la Sierra de Pájaros Azules, la Mesa de Cartujanos y que termina al noreste del Campo Lampazos, se presenta en dos sectores, suroeste y noreste, para facilitar la visualización de las estructuras que las componen (Figuras V.4 y V.5). En la figura V.6, se muestra la sección compuesta final, a la que se puede referir para consultar tanto los datos obtenidos en la restitución de la deformación, como el código que identifica mediante colores las formaciones que integran la cubierta sedimentaria.

Parte suroeste de la sección estructural regional I.

Sierra de La Gloria y Área del Proyecto Éxito.

La Sierra de La Gloria, cubierta por geología superficial, se define como un levantamiento amplio, con vergencia hacia el noreste y además el basamento está presente en el núcleo del pliegue. El esfuerzo que ocasiono el levantamiento del Bloque de La Gloria tiene tentativamente una orientación de SW a NE y esto es lo que ocasiona la vergencia del flanco noreste del pliegue hacia el valle éxito (Figura V.4).

Área Éxito

El área del valle Éxito, fue cubierta por geología superficial, trabajos sísmicos 2D y pozos perforados en la zona. Casi todas líneas sísmicas del área del valle Éxito fueron interpretadas, y se seleccionó la que mejor resolución presento para la interpretación del modelo estructural de la parte SW de la sección regional. La estructura en el subsuelo presenta un complejo de pliegues cortados por varias fallas que alcanzan la superficie (Figura V.4).

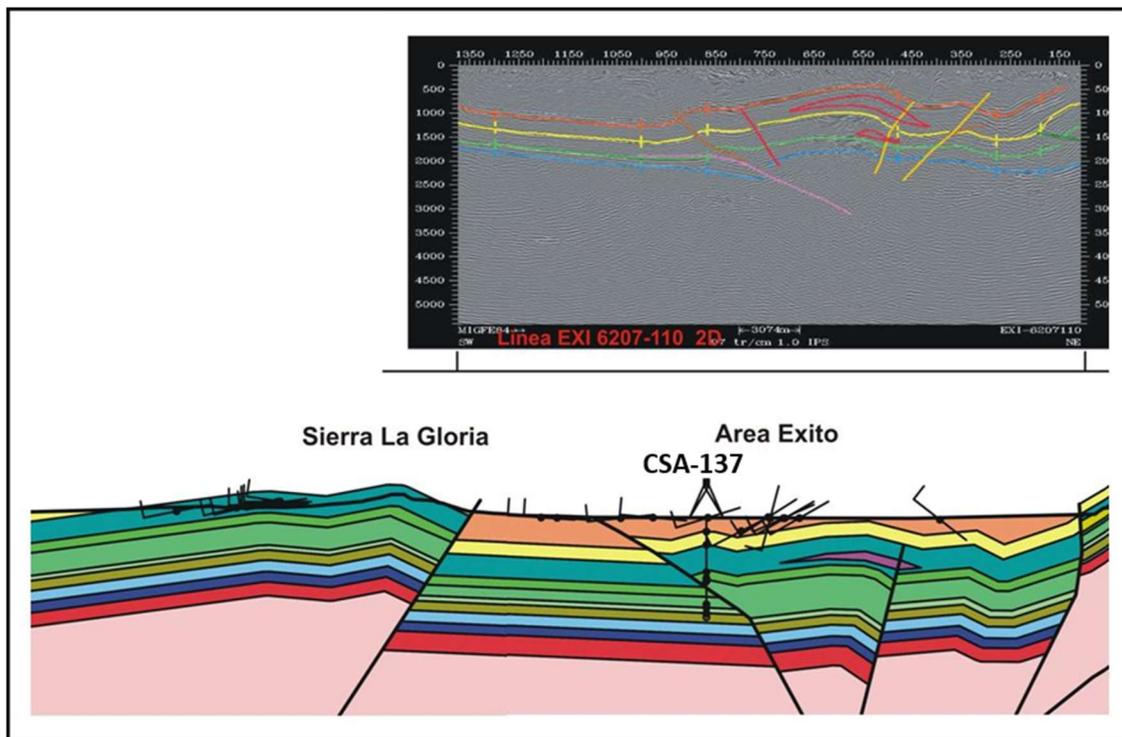


Figura V.4. Parte suroeste de la sección estructural regional 1, en la parte sureste de la Cuenca de Sabinas, entre la Sierra de La Gloria y el área Éxito. (Ver fig.V.6 para código de colores que identifican los estratos).

El área se interpreta como un graben de edad Mesozoico, debido al espesor de la columna estratigráfica Jurásica-Cretácica observada en la superficie y comprobada por los datos sísmicos y de pozos. Estos cambios de espesor son particularmente claros cuando se comparan con el espesor de los estratos en el Anticlinal de Pájaros Azules.

El área Éxito, también se encuentra deformada por intrusiones de lacolitos generados durante Eoceno. Estas intrusiones se pueden observar en los perfiles sísmicos del área, en donde es clara la deformación de las capas que sufrieron durante su emplazamiento. En la figura 6, se puede apreciar uno de estos cuerpos ígneos y la deformación de las capas.

Las fallas normales son reactivadas por fallas inversas de alto ángulo que también generan un plegamiento adicional de estratos en el área, misma que se encuentra limitada en su porción noreste por la Sierra del Anticlinal de Pájaros Azules.

Parte noreste de la sección estructural regional I

Sierra de Pájaros Azules, Mesa de Cartujanos, Campo Lampazos

Anticlinal de Pájaros Azules

El Anticlinal de Pájaros Azules presenta el flanco SW moderadamente inclinado y el flanco NE casi vertical. El flanco SW de la estructura está limitado por una falla normal que limita el graben del área Éxito, falla que los datos sísmicos muestran el relieve estructural entre las formaciones que afloran y las formaciones sepultadas en la cuenca.

La falla también está presente en la superficie norte de la sección transversal presentando afloramientos de evaporitas a lo largo de su trayectoria.

El Anticlinal de Pájaros Azules se interpreta como un pliegue de propagación con vergencia al NE, asociado a una rampa en el subsuelo que involucra al basamento (figura V.5).

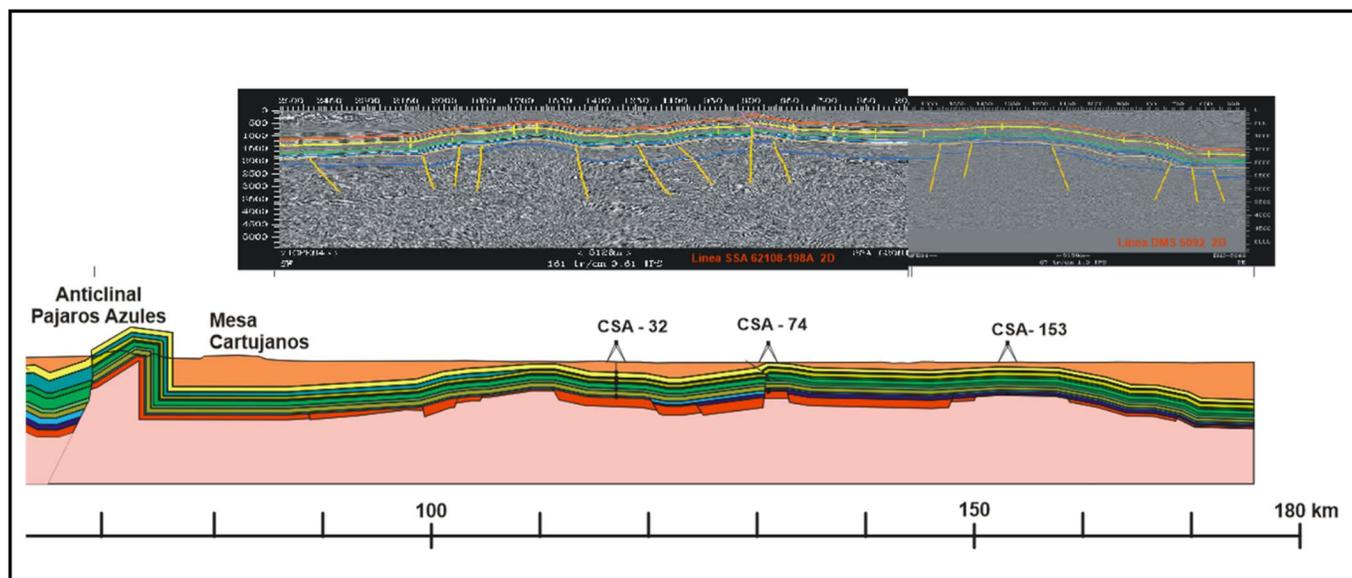


Figura V.5. Parte noreste de la sección estructural regional 1, entre la Sierra de Pájaros Azules, Mesa de Cartujanos y el Pozo CSA-153.

Mesa de Cartujanos y Campo Lampazos.

Al N – NE del Anticlinal de Pájaros Azules, la sección corta a la Mesa de Cartujanos, y a varios pliegues amplios de desarrollo estructural regional, que se han perforado por el Pozo CSA-32, pozos del Campo Lampazos y el Pozo CSA-153 (Figura V.5). Estos pliegues son de una escala totalmente diferente a las estructuras localizadas en la parte SW de la sección. (Figura V.4).

Los datos sísmicos proporcionan excelentes evidencias del amplio levantamiento del basamento, entre 20 - 30 Km. en la longitud de onda, datos que también muestran a estos pliegues deformados por un sistema de fallas normales, formando estructuras parecidas a *horst* y *graben* que actúan principalmente en las formaciones Olvido del Jurásico Medio – Superior y La Casita del Jurásico Superior, así como a las unidades de capas rojas del Jurásico Medio.

Hacia el extremo NE de la sección, la estructura del Campo Lampazos, además del basamento, presenta una falla de compresión con una separación poco profunda a la base de la Formación La Virgen del Cretácico Inferior, que origina un pliegue de longitud de onda más corta.

También es notable, que los espesores de las formaciones en el Anticlinal de Pájaros Azules son similares regionalmente con los espesores presentes en la parte noreste de la sección; distinguiéndose con el espesor más potente de las mismas formaciones en el Graben Cretácico del área de Éxito (Figuras V.4, V.5 y V.6).

Restitución de la sección regional compuesta I

Como se mencionó en la metodología, para la restauración de las secciones se aplicó el método de longitud de líneas de capa. Los resultados obtenidos en la sección regional compuesta I, son los siguientes:

Longitud inicial	185.84 Km
Longitud final	175.27 Km
Acortamiento	10.57 Km
Porcentaje de acortamiento	5.68 %

En la figura V.6 se puede apreciar el modelo final de deformación de la parte sur de la cuenca de Sabinas, en donde se proyectó el diseño de la sección I, para así obtener valores cuantitativos que permitan visualizar y definir con mayor certeza la evolución de la cuenca.

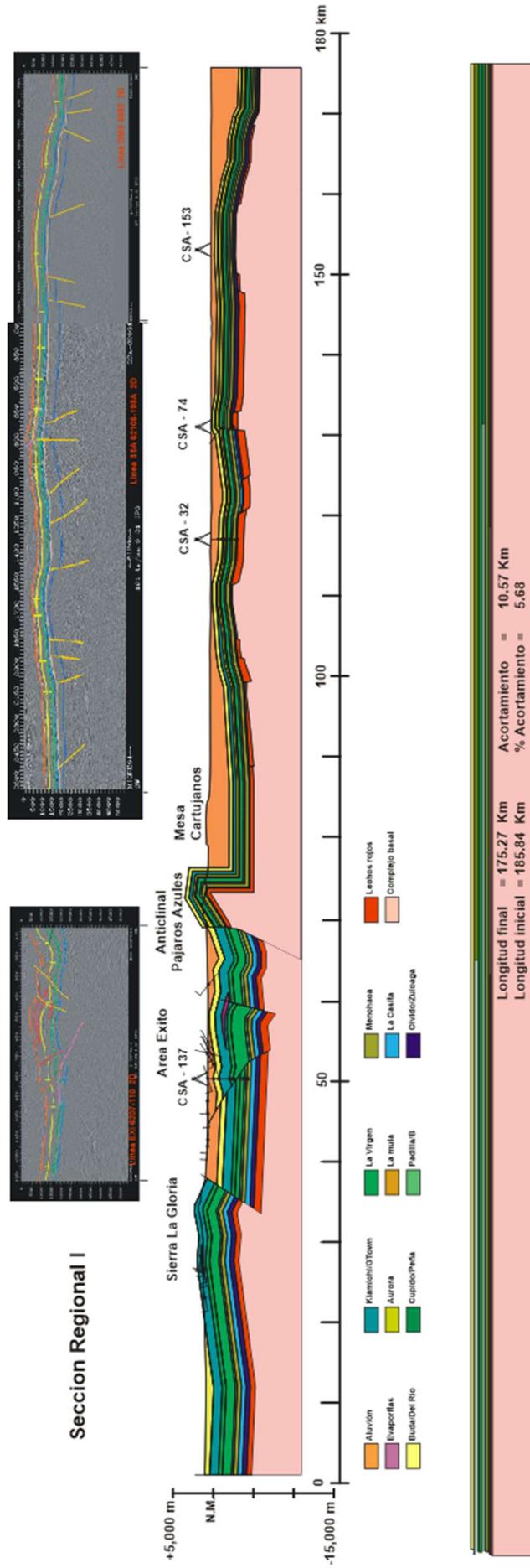


Figura. V.6.- Sección regional compuesta I, en la que se muestran las estructuras que la integran y los valores de restitución.

V.3 Modelo estructural de la sección regional compuesta II

La sección estructural regional II, corta el área central de la Cuenca de Sabinas de suroeste a noreste. Se inicia en el área suroeste a partir del flanco SW de la Sierra de Agua Chiquita (Anticlinal de Agua Salada) cruza el extremo sureste de la Sierra Cristo – Capulín (buzamiento SE del Anticlinal Cristo Capulín) y el extremo noroeste de la Sierra de Nadadores (buzamiento NW del Anticlinal de Nadadores), continuando al noreste sobre las áreas de los cubos sísmicos 3D de los campos: Monclova – Buena Suerte y Forastero, para después pasar la Sierra de Obayos (Anticlinal de Obayos) y la llanura del bloque sísmico 3D del Anticlinal Pirineo, para concluir aproximadamente a 20 Km. al N – NE del Pozo CSA-94.

La descripción de la sección estructural regional II, se divide de SW a NE en dos partes (Figuras V.7 y V.8).

Parte suroeste de la Sección Estructural Regional II.

Anticlinales de: Agua Salada, Cristo – Capulín y de Nadadores; los cubos sísmicos 3D de los campos: Buena Suerte y Forastero; y Anticlinal de Obayos.

Los anticlinales: Agua Salada, Cristo – Capulín y de Nadadores, se estudiaron por geología superficial, están bien expuestos en la superficie y las formaciones que afloran en sus flancos y núcleos, son bien definidas y fáciles de cartografiar (Figura V.7).

El rasgo tectónico más sobresaliente en la superficie es la falla inversa donde el buzamiento NW del Anticlinal de Nadadores, sobreyace al buzamiento SE del Anticlinal Cristo – Capulín.

Los anticlinales de Agua Salada y de Cristo – Capulín son relativamente simétricos, con una vergencia moderada al noreste y se interpretan como pliegues de propagación de falla asociados con una separación aproximada de 8 Km. de profundidad y esfuerzos de la rampa que alcanzan el nivel de la cima del basamento.

El Anticlinal de Agua Salada tiene mayor relieve estructural, inclinándose con mayor ángulo que el Anticlinal Cristo - Capulín, presentando un componente de separación por pliegue de evaporitas en el núcleo de la estructura, que se interpreta sobre la cima de las capas rojas del Jurásico Inferior – Medio.

El Anticlinal de Nadadores es más pequeño en dimensión, aparentemente se inclina al suroeste y se encuentra ligeramente afectado por una falla de compresión hacia el SW encima del flanco NE del Anticlinal Cristo – Capulín.

La interpretación superficial del Anticlinal de Nadadores, sugiere que fue causado por el empuje generado hacia el SW por el despegue del área de Buena Suerte – Monclova en la base de La Formación La Virgen, según se observa en los potentes espesores que presenta en el subsuelo y los afloramientos (Figura V.7).

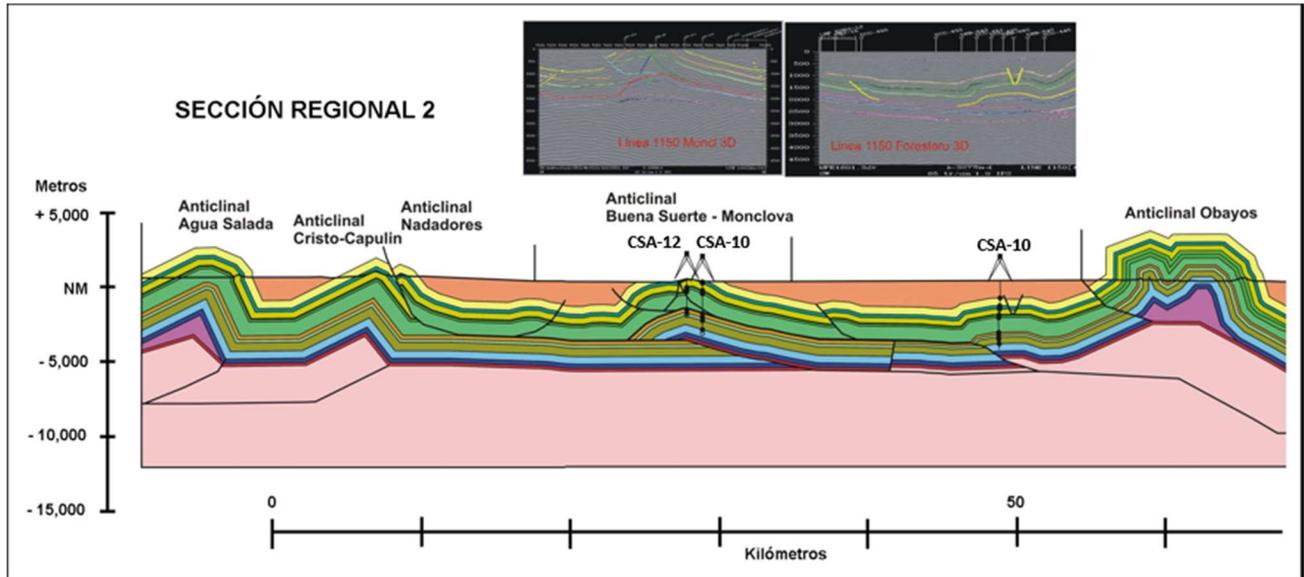


Figura V.7. Parte suroeste de la Sección Estructural Regional II que cruza de SW a NE el área central de la Cuenca de Sabinas, entre los anticlinales de: Agua Salada, Cristo – Capulín, Nadadores, Buena Suerte – Monclova, Forastero y de Obayos.

Anticlinales Buena Suerte – Monclova y Forastero

En los anticlinales Buena Suerte – Monclova y Forastero, los datos obtenidos en los cubos sísmicos 3D y la abundante perforación de pozos en el Campo Buena Suerte – Monclova, permiten definir, tanto en superficie como en subsuelo un complejo estructural armado por varias estructuras. (Figura V.7).

En los anticlinales Buena Suerte – Monclova y Forastero, la sísmica muestra dos estilos estructurales distintos; sobre el nivel de La Formación La Mula, hay pliegues de longitud de onda corta asociados con fallas de compresión, que tienen vergencias al NE y SW, y por debajo del nivel de La Formación La Mula y debajo del nivel del basamento la estructura está deformada en pliegues más abiertos y más anchos que se inclinan hacia el suroeste.

En el área central de la Figura V.7, se muestra que los niveles de las estructuras están asociados con dos niveles de despegue: uno en la cima del basamento y un segundo en la cima de La Formación La Mula. Esto permite interpretar que la estructura Buena Suerte – Monclova y la estructura Forastero, en el nivel más profundo, corresponden a pliegues de curvatura de falla. El desplazamiento transferido en la separación más alta, se interpreta como absorbido por pliegues de segundo orden y por las fallas sobre el despegue de La Formación La Mula.

Estos dos niveles de despegue y las culminaciones de los pliegues por desplazamiento, posiblemente constituyen un atributo importante en la formación de fracturas y la distribución de acumulaciones de hidrocarburos en el área.

Anticlinal Obayos

El anticlinal de Obayos aflora en superficie, y muestra una gran complejidad en su geometría. El relieve estructural de este anticlinal se tiene bien controlado por sísmica de 2D y 3D y por las perforaciones al S – SW en el área del Campo Forastero y al N – NE en el área del Campo Pirineo.

El modelo estructural para explicar el levantamiento del anticlinal de Obayos y el plegamiento presente en esta porción de la sección transversal regional II, involucra plegamientos de curvatura de falla. La componente del pliegue de curvatura de falla está asociado con una rampa de la misma separación dentro del basamento para las estructuras al sur, a una separación superior cerca de la cima del basamento. La componente del segundo pliegue de separación está asociado con las evaporitas y es responsable del plegamiento expuesto en la superficie. El desplazamiento transferido a la separación más alta se consume por el pliegue de separación y por los pliegues: Buena Suerte – Monclova y Forastero (Figura V.8).

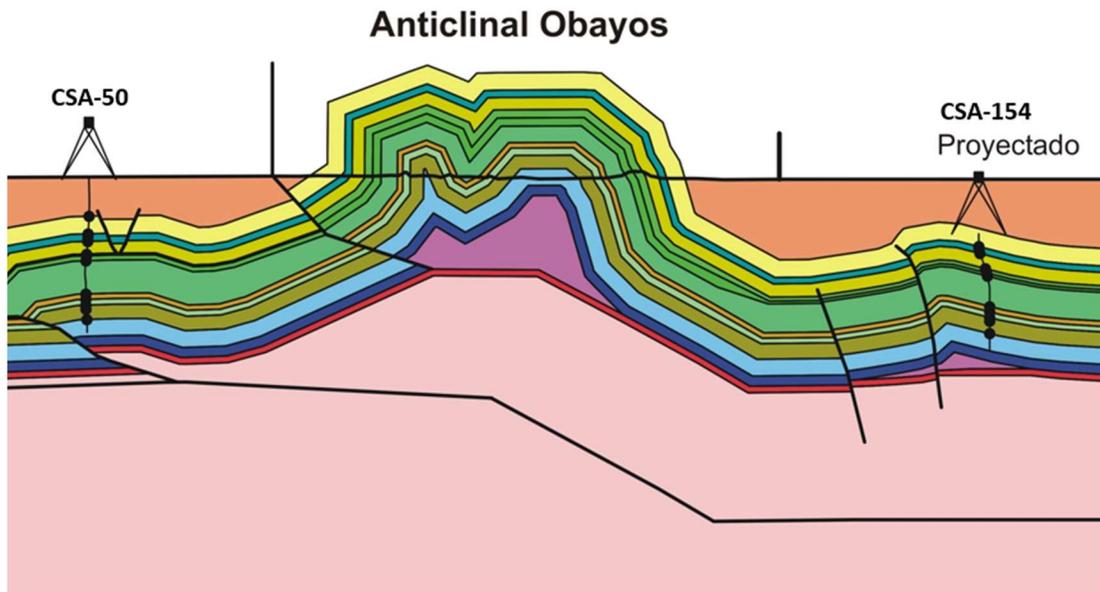


Figura V.8. Plegamiento que presentan las formaciones del Jurásico Medio – Cretácico en el Anticlinal de Obayos y los anticlinales sepultados, mostrando las fallas inversas de despegue por compresión al SW de las tres estructuras.

Parte Noreste de la Sección Estructural Regional II

Estructura Pirineo y Merced.

La parte noreste de la sección regional II (Figura V.9), comprende las estructuras: Pirineo (Figura V.8) y Merced (Figura V.11).

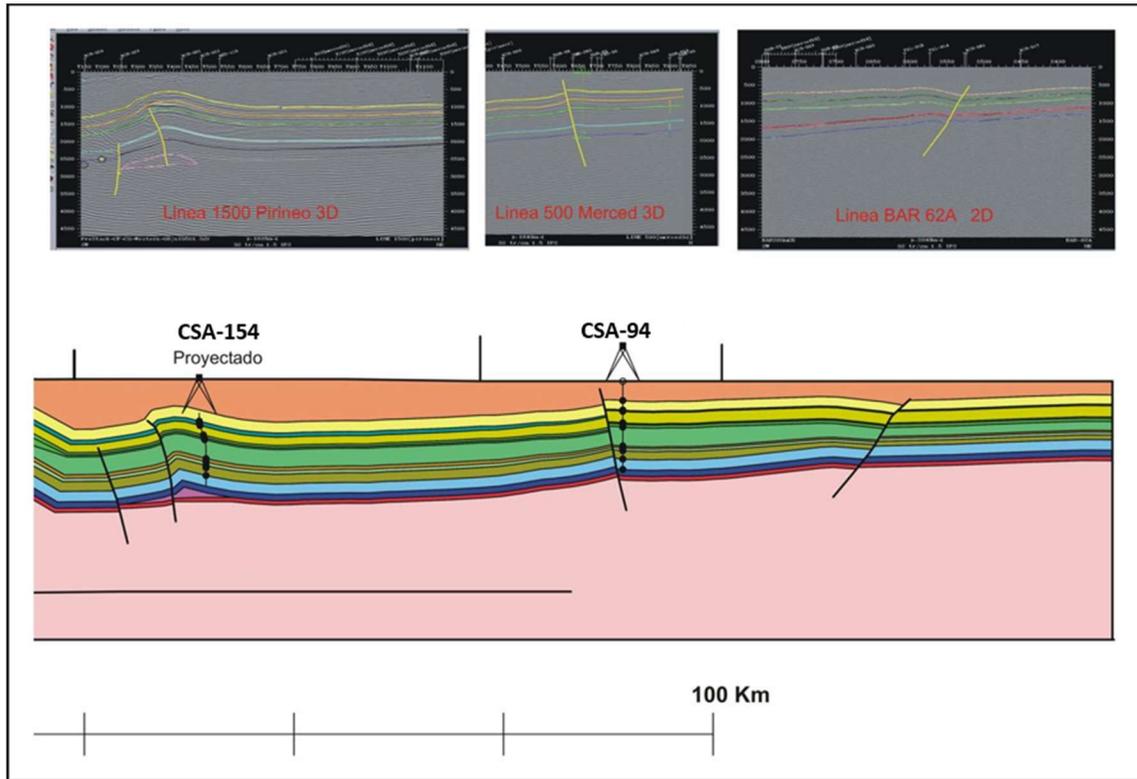


Figura V.9. Parte noreste de la sección transversal regional II, mostrando en la parte superior los perfiles de las líneas sísmicas seleccionadas para la interpretación estructural: Pirineo y Merced.

Estructura Pirineo.

La estructura Pirineo (Figura V.10) está controlada por la perforación del pozo CSA-154 y por un cubo sísmico 3D. En la línea sísmica seleccionada para continuar la interpretación de la sección regional al NE, el anticlinal de Pirineo se comporta ligeramente asimétrico al SW, con una falla de alto ángulo, observado en el perfil sísmico, lo que indica la probable deformación del pliegue por efecto de propagación de falla,

y su correspondiente variación de un ángulo menor de la falla asociada. La interpretación sísmica sugiere a profundidad, que la zona donde se lleva a cabo el desplazamiento y despegue de la cubierta sedimentaria, se ubica las evaporitas que sobreyacen a las capas rojas del Jurásico Inferior-Medio.

Las fallas de ángulo alto interpretadas al SW del Campo Pirineo son fallas normales, probablemente más viejas, asociadas con la formación de la cuenca durante el Mesozoico, reactivándose con fallas inversas de alto ángulo durante la fase de la deformación compresional.

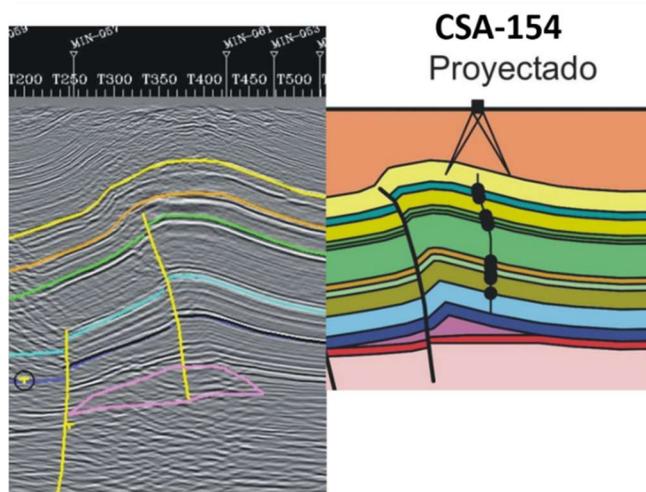


Figura V.10. A la izquierda se presenta la interpretación estructural de la línea sísmica seleccionada del cubo 3D del área Pirineo, mostrando el plegamiento y fallamiento formado en las rocas del basamento, Jurásico y Cretácico. A la derecha se presenta el perfil estructural del área Pirineo con el Pozo CSA-154 confirmando los espesores de las formaciones perforadas.

Estructura Merced.

La estructura de Campo Merced (Figura V.11) comprende un pliegue en un bloque fallado asociado a una falla inversa de alto ángulo. Los datos del cubo sísmico 3D del Bloque Merced, definen bien su geometría, sugiriendo además que la deformación de la falla inversa tiene una historia de falla normal más antigua.

Los datos sísmicos y del pozo CSA-94, muestran que la sección de espesor más potente en el lado noreste de la falla, originalmente era un graben. (Figuras V.11 y V.12).

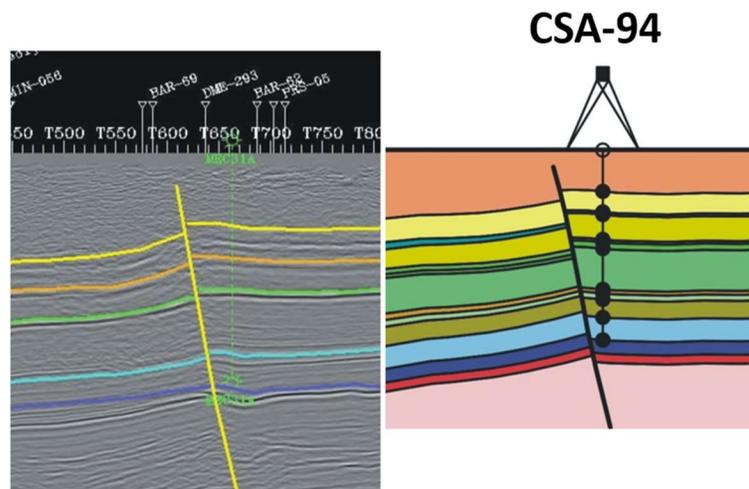


Figura V.11. A la izquierda se presenta la interpretación estructural de la línea sísmica seleccionada del cubo 3D del área del Campo Merced, mostrando el plegamiento y fallamiento en las rocas del basamento y Mesozoicas del Jurásico y Cretácico. A la derecha se presenta el perfil estructural de la estructura con el pozo CSA-94, confirmando los espesores de las formaciones perforadas.

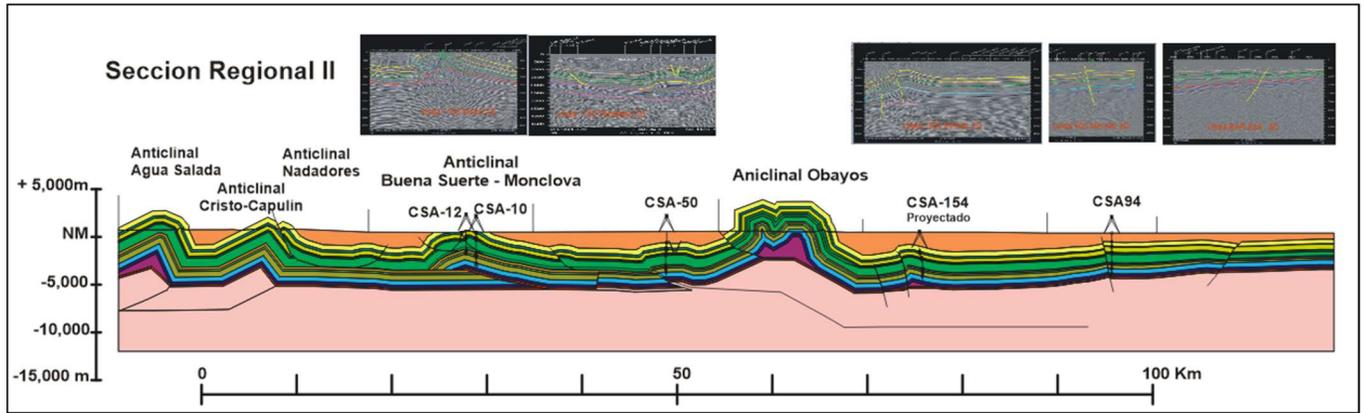


Figura V.12. Sección estructural regional II del área central de la Cuenca de Sabinas, mostrando los estilos de plegamiento y fallamiento en sus áreas SW y NE.

Restitución de la sección regional compuesta II

Como se mencionó en la metodología, para la restauración de las secciones se aplicó el método de longitud de líneas de capa. Los resultados obtenidos en la sección regional compuesta II, son los siguientes:

Longitud inicial	159.98 Km
Longitud final	127.77 Km
Acortamiento	32.21 Km
Porcentaje de acortamiento	20.13 %

En la figura V.13 se puede apreciar el modelo final de la sección regional compuesta II

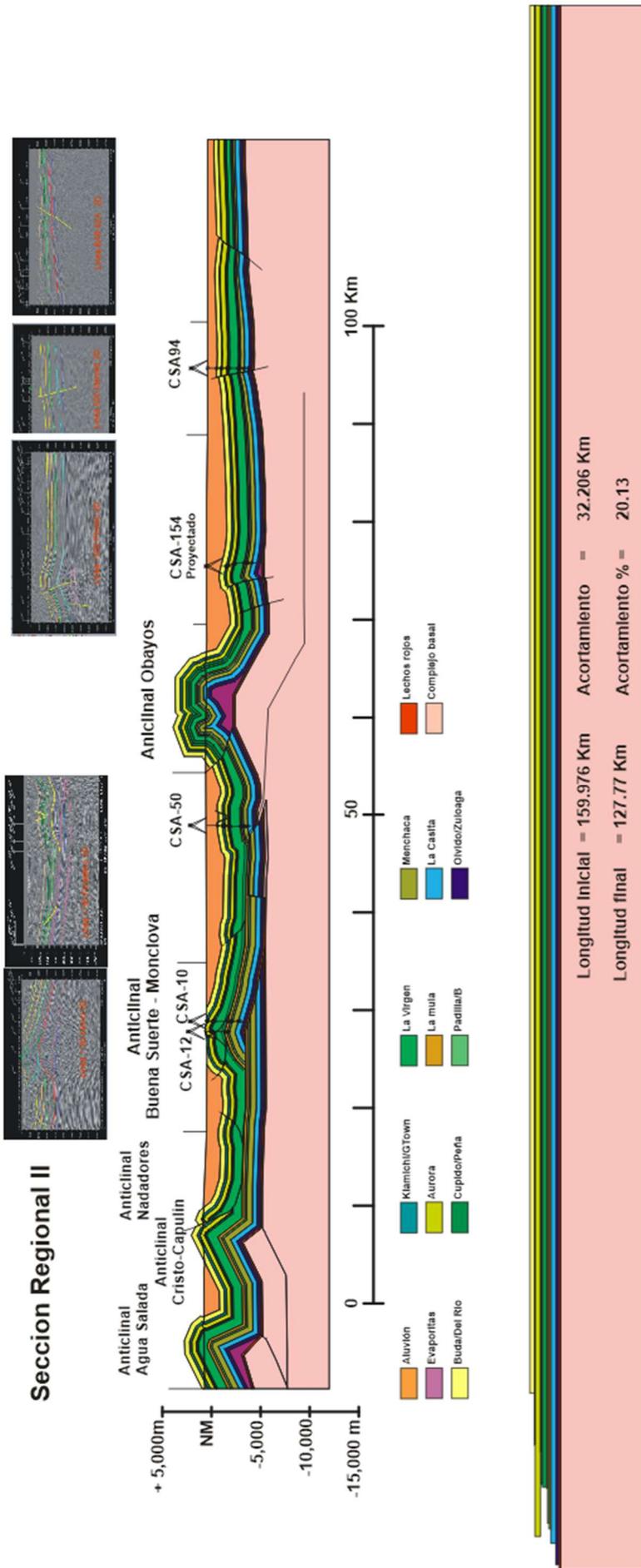


Figura V.13.- Sección regional compuesta II, en la que se muestran las estructuras que la integran y los valores de restitución.

V.4 Modelo estructural de la sección regional compuesta III

Modelo estructural de la sección regional compuesta III

La sección estructural regional III atraviesa la parte centro noroeste de la Cuenca de Sabinas, se inicia en el flanco SW del anticlinal que conforma la Sierra de Cristo – Capulín, cruzando la Sierra de Salsipuedes, el valle del área de Hundido y la Sierra de Santa Rosa, para concluir aproximadamente a 60 Km. al NE de la Estructura Palau, en donde las formaciones del Jurásico – Cretácico se encuentran levemente deformadas.

Parte suroeste de la sección estructural regional III.

Anticlinales: Cristo – Capulín y Salsipuedes, Valle del Área Hundido y Anticlinal de Santa Rosa.

La interpretación de los anticlinales: Cristo – Capulín, Salsipuedes y de Santa Rosa, está controlada por los datos estructurales superficiales obtenidos en las formaciones aflorantes que los conforman. El área de Valle Hundido por otro lado, está controlada por perfiles sísmicos 2D y el pozo CSA-53 (Figura V.14).

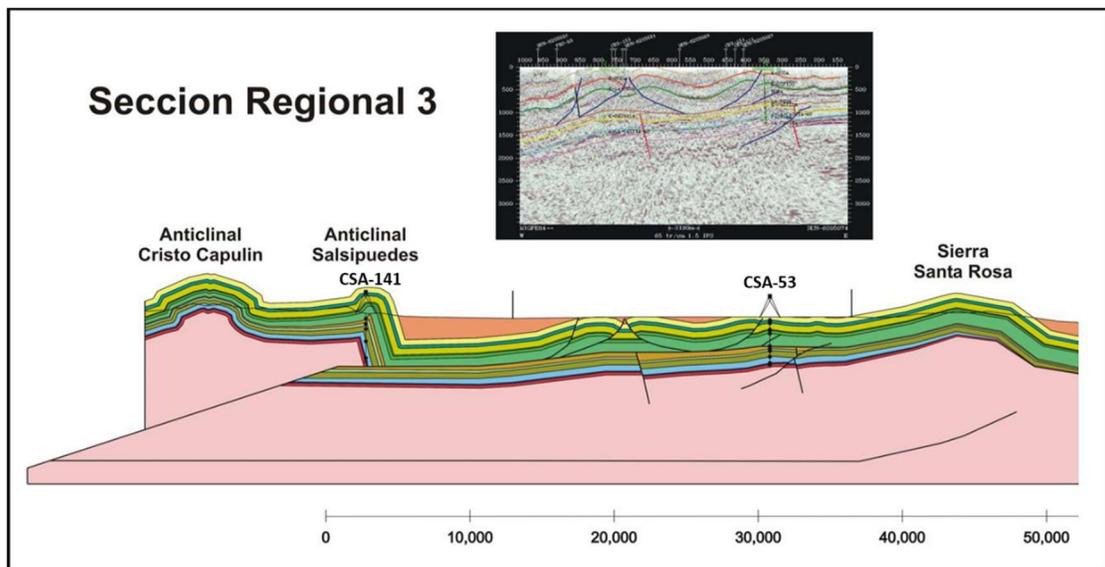


Figura V.14. Parte suroeste de la sección regional III, mostrando las formaciones aflorantes que conforman los anticlinales: Cristo – Capulín, Salsipuedes y Santa Rosa y el plegamiento interpretado en el subsuelo con los datos de la línea sísmica (CSA-53).

Estructura Cristo – Capulín.

La estructura Cristo – Capulín es un pliegue amplio y simétrico expuesto al nivel de la Formación Jurásica La Casita en el núcleo del anticlinal, con flancos de pendiente aproximada a 35° de intensidad.

En el flanco NE del Anticlinal Cristo – Capulín, se tiene un área de bajo relieve y gran amplitud formando un sinclinal que lo separa del anticlinal de Salsipuedes, que se comporta asimétrico con su flanco NE bastante inclinado. Esta estructura fue controlada con el pozo CSA-141 (Figura V.15).

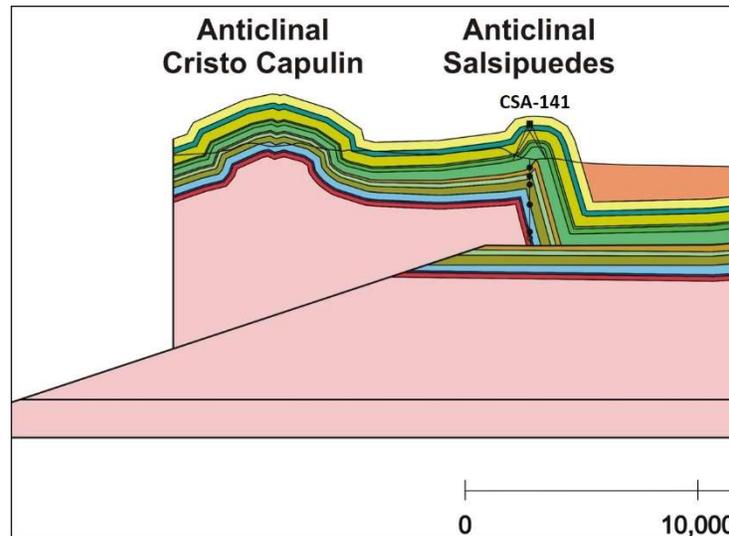


Figura V.15. Configuración estructural de los anticlinales que conforman las sierras de Cristo – Capulín y Salsipuedes.

La interpretación del plegamiento y el relieve estructural de los dos anticlinales, está relacionada a una rampa amplia del basamento formando una combinación de pliegue de curvatura y pliegue de propagación de falla, donde la separación superior se posiciona en la cima de la Formación La Mula.

Área de Hundido.

La interpretación del área de Hundido está controlada con información sísmica 2D y del Pozo CSA-53, presentando dos estilos estructurales bien definidos en los perfiles sísmicos. El primero se caracteriza por bloques inclinados amplios cortados por las fallas normales más viejas, presentando además, en el extremo noreste de la línea sísmica Hundido una deformación compresiva (Figura V.16).

El segundo, se caracteriza por una serie compleja de pliegues, asociados con esfuerzos que se generan por la rampa formada en La Formación La Mula. El origen del desplazamiento de las fallas, es ocasionado por el pliegue de falla de curvatura de los anticlinales: Cristo Capulín y Salsipuedes (Figuras V.15 y V.16).

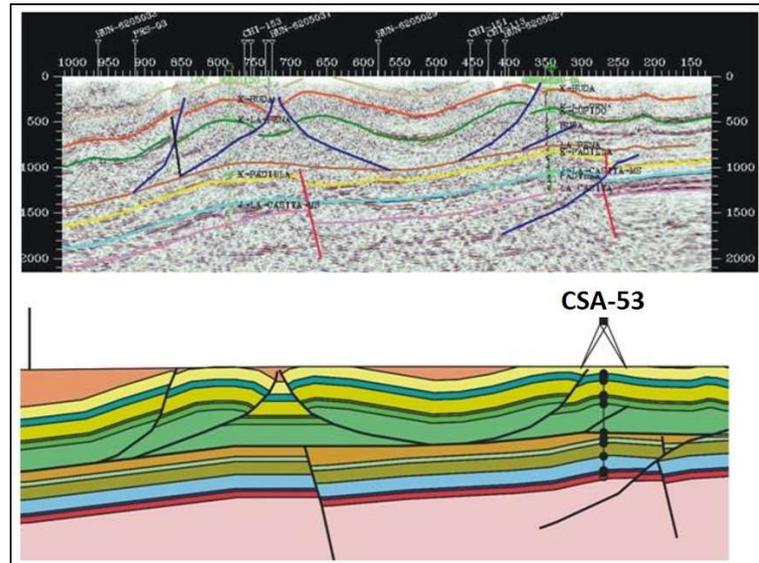


Figura V.16. Perfil estructural de la línea sísmica del Área Hundido, que muestra los estilos estructurales interpretados por arriba y por debajo de la rampa de separación de la Formación La Mula; y sección estructural mostrando las formaciones del Jurásico Superior y Cretácico identificados en las líneas sísmicas y confirmados por el Pozo CSA-53.

Sierra de Santa Rosa

La interpretación del Anticlinal de la Sierra Santa Rosa, está controlado por datos estructurales superficiales. Los relieves estructurales al SW y NE de la sierra, están controlados por datos sísmicos 2D de las áreas: Hundido y Palau, respectivamente.

El Anticlinal de Santa Rosa se define como un pliegue amplio, de propagación de falla asimétrico hacia el N y E (Figura V.17).

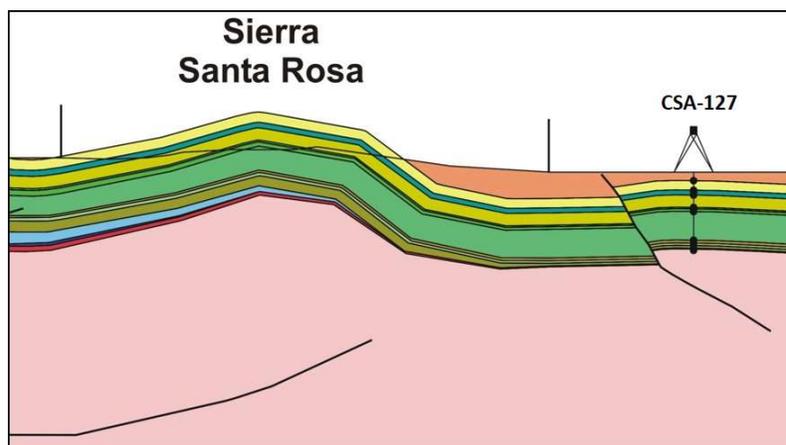


Figura V.17. Anticlinal de Santa Rosa interpretado con datos estructurales de geología superficial mostrando las fallas del basamento y su influencia en el plegamiento de las rocas del Jurásico y Cretácico.

Parte noreste de la sección estructural regional III.

Estructura Palau.

La interpretación de la Estructura Palau, está bien controlada por los datos sísmicos 2D, en las que se define claramente el borde SW del levantamiento de un bloque ancho a lo largo de una falla inversa de alto ángulo. La sísmica muestra que ésta es la última estructura de importancia que va al noroeste.

Las formaciones Cretácicas que cubren los 50 Km. al N – NE de Palau, se encuentran relativamente sin deformarse, salvo una falla normal que corta la columna (Figuras V.18).

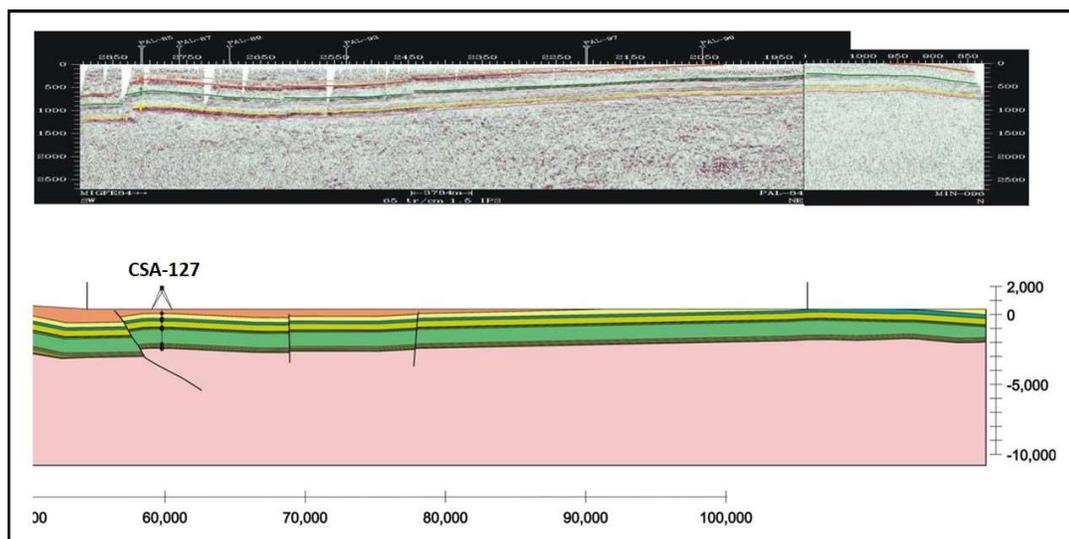


Figura V.18. Líneas sísmicas y sección estructural de la parte NE de la sección regional III.

Restitución de la sección regional compuesta III

Como se mencionó en la metodología, para la restauración de las secciones se aplicó el método de longitud de líneas de capa. Los resultados obtenidos en la sección regional compuesta III, son los siguientes:

Longitud inicial	148.96 Km
Longitud final	130.97 Km
Acortamiento	17.99 Km
Porcentaje de acortamiento	12.07 %

En la figura V.19 se puede apreciar el modelo final de la sección regional compuesta III

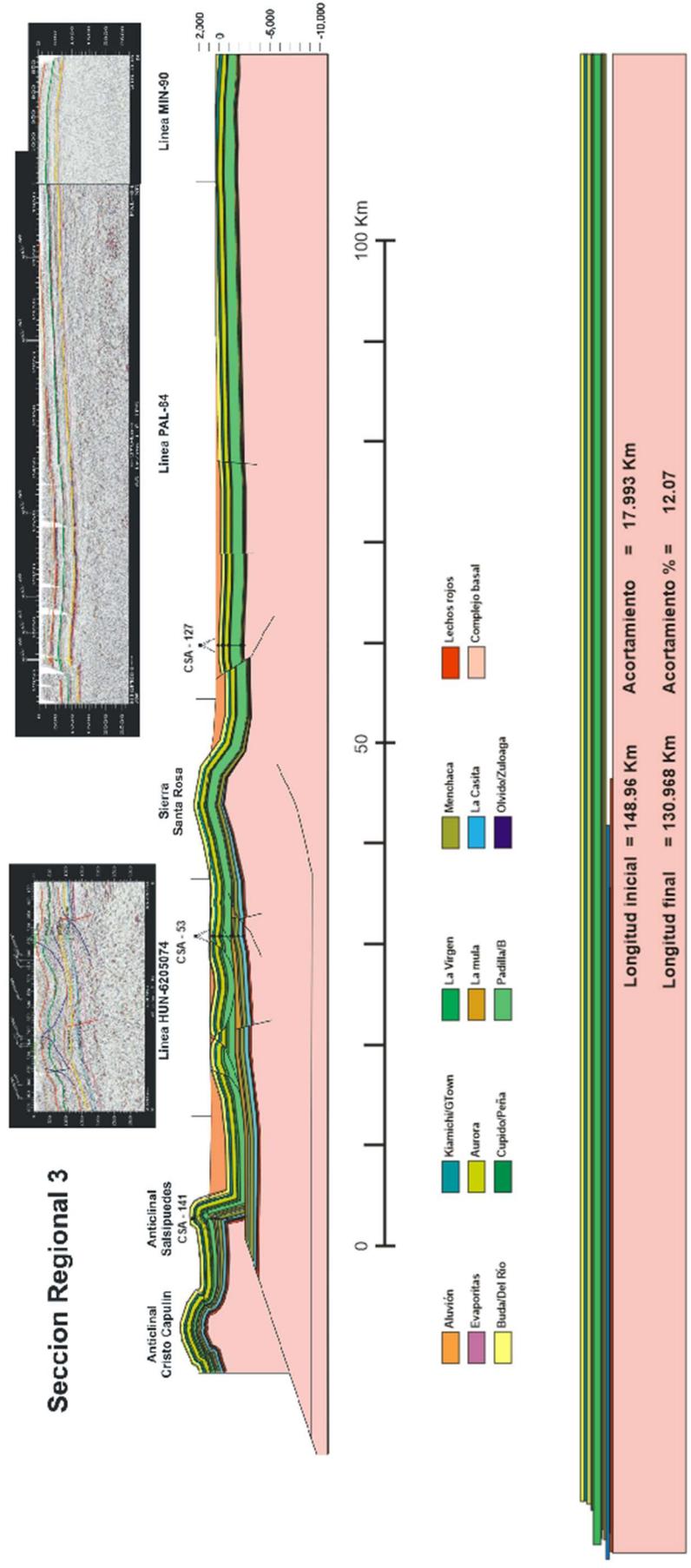


Figura V.19.- Sección regional compuesta III, en la que se muestran las estructuras que la integran y los valores de restitución.

VI. DISCUSIÓN

La Cuenca de Sabinas localizada en la parte noreste de nuestro país, es la expresión de los esfuerzos corticales de tipo extensivo, producto del proceso de apertura del Golfo de México y del Atlántico norte. Asociados a este escenario y siendo importante en el desarrollo de la geometría de la deformación de la cuenca, se encuentran La Paleo-Isla de Coahuila por el oeste y La Paleo-Isla de Tamaulipas por el oriente, considerados como la frontera anisotrópica del basamento. Estos dos elementos paleogeográficos funcionan como límite en la mecánica de deformación en el interior de la cuenca, y tienen como expresión estructural a las fallas San Marcos y La Babia, respectivamente.

La descripción dinámica de los procesos en el desarrollo y geometría de la cuenca, así como el intento de cuantificación de la deformación a la que ha sido sujeta la cubierta sedimentaria del área, es un tanto complicada, debido a que la geometría inicial o estructuras primarias se encuentran cubiertas y los tipos y orientaciones de las estructuras previas pudieron ser modificadas por el gran evento de la Orogenia Laramide.

Para dar respuesta a las diferentes interrogantes sobre el modelo evolutivo de la cuenca, en este capítulo se argumentan los resultados obtenidos por el análisis de las secuencias sedimentarias, así como del estudio estructural mediante secciones compuestas, que muestran datos importantes tanto a nivel superficial como proyectadas a subsuelo, sobre la geometría del basamento y de los rasgos estructurales que han sido considerados como responsables de la morfología actual del área.

Con el propósito de analizar los elementos que constituyen el modelo conceptual, es preciso establecer el origen de la cuenca de Sabinas en un marco tectónico, como primer punto, con el objetivo de establecer la base de la dinámica evolutiva del área de estudio. De esta manera, y de acuerdo a varios autores tenemos que la generación de la cuenca, se relaciona directamente con el supercontinente Pangea y su fragmentación en el Triásico Tardío, en donde según May (1971), se produjo un evento tectónico de tipo rift continental en la margen sur de la placa norteamericana que genero una ruptura y separación de las placas de América del sur y África. Esta etapa que duro aproximadamente 50 Ma, del Triásico Tardío al Jurásico Tardío, se caracterizó por ser completamente extensional, y se le asocia el origen de la apertura de la parte central del océano Atlántico norte y el Golfo de México (Buffler, R. T., et al., 1980; Cuevas, L.A., 1988). El área en consecuencia, según varios autores, en el que destaca Salvador (1991c), mencionan que la morfología dominante fueron depresiones continentales de tipo *grabens*, alineadas casi paralelas a la actual línea de costa. La geometría idealizada, en consecuencia seria de bloques de fosas y pilares en los que dio inicio el depósito de la secuencia basal mesozoica de Lechos rojos. Una vez instaurada la Cuenca de Sabinas, las condiciones tectónicas y estratigráficas cambiaron. Los mares inundaron progresivamente la región, generando condiciones particulares para cada tipo de sedimentación a lo largo y ancho de la cuenca.

El análisis de la columna estratigráfica se llevó a cabo por intervalos de tiempo, en el que se consideraron las variaciones de facies dentro de las unidades, como un evento único, debido a que algunos elementos sedimentarios han sido considerados por la literatura como formaciones formales, pero no cuentan con una distribución amplia y son considerados elementos aislados o locales que no aportan a este proyecto información importante a nivel regional (ver columna, figura III.1).

Se pudieron observar cinco eventos en la columna sedimentaria mesozoica, en las que se pone de manifiesto las características evolutivas de la zona y muestran de manera clara, que la dinámica de la cuenca fue un evento continuo, que fue afectado únicamente por elementos como subsidencia, reactivación de fallas verticales locales y posiblemente por un fenómeno eustático de primer orden, posteriormente sujetos a deformación a finales del cretácico por la Orogenia Laramide.

El primer evento, pre-oxfordiano – Kimmeridgiano, está compuesto por tres secuencias, conglomerado basal, las formaciones Zuloaga-Olvido-La Gloria, consideradas en este caso como un solo evento de la secuencia y que presentan características estrato-crecientes y de carácter transgresivo. La Formación La Casita, es el elemento más representativo e importante de este evento, ya que cuenta con cambios laterales de facie que van de arenas gruesas a lutitas carbonosas y su presencia puede ser localizada desde las márgenes hasta la parte central de la cuenca. Presenta un carácter transgresivo con un incremento notable en la potencia de la sedimentación. También se considera que en este punto, hubo una reactivación de las fallas verticales, lo que favoreció el incremento en el tirante de agua y la correspondiente subsidencia en la parte central del área.

La secuencia Berriasiano-Hauteriviano, está representado por las formaciones Taraises, Barril Viejo, Padilla y La Mula, estas unidades presentan características litológicas que permiten asumir que su origen es un evento continuo con los correspondientes cambios litológicos verticales. Su carácter es transgresivo y su estructura es estrato decreciente. En este tiempo, se tiene una disminución del tirante de agua producto de la tasa de sedimentación y la estabilidad estructural.

La secuencia Hauteriviano Superior- Aptiano Inferior, está integrada por la Formación La Virgen, compuesta por yesos, calizas y dolomías y la Formación Cupido constituida en su totalidad por calizas y calizas fosilíferas. Presentan tendencia transgresiva con carácter estrato creciente. En este punto se consolida la prevalencia de los depósitos carbonatados.

Para el Aptiano Superior – Cenomaniano se tienen las formaciones La Peña, Tamaulipas Superior, Kiamichi, Georgetown, Del Rio y Buda. Se tiene una tendencia transgresiva de carácter estrato creciente; se perciben las formaciones como cambios de facie verticales. En este intervalo, se tiene una profundización importante de la cuenca, esto se asocia directamente con la Formación La Peña, compuesta por sedimentos de cuenca profunda como son lutitas calcáreas y calizas arcillosas.

La secuencia Turoniano – Maastrichtiano, formada con las formaciones Eagle Ford, Austin, Upson, San Miguel, Olmos, Escondido y el grupo Difunta. Estas unidades constituyen una secuencia tipo Flysch. Es una secuencia estrato creciente de manera general, carácter regresivo. Esta secuencia, inicialmente se desarrolló con una inestabilidad tectónica registrada en la parte occidental de la cuenca, en la que se asume un ligero levantamiento, aunque no afecto de gran manera a la zona que permaneció cubierta por el mar. En general, puede asumirse en este punto una saturación de sedimentos en la zona y el inicio de un levantamiento regional.

Las características de la subsidencia por otro lado, asociadas a la carga de sedimentos de la columna, niveles eustáticos y tectónica local, permitieron identificar tres eventos geodinámicos, que por su importancia y magnitud influyeron de forma importante en la evolución de la cuenca. Estos eventos están representados por las formaciones, La Casita del Kimmeridgiano-Berriasiano Inferior, La Peña Aptiano Tardío e Eagle Ford del Turoniano.

La subsidencia del Jurásico Tardío (representando su mayor expresión por La Formación La Casita), parte desde el establecimiento de la cuenca y los elementos que la componen, como son las fallas preexistentes que limitan los bloques del basamento Jurásico, las cuales jugaron un rol importante en el la tasa de subsidencia, permitiendo movimientos verticales y profundización de la zona, debido a remanentes de la tectónica de apertura y a la sobrecarga de los sedimentos depositados. Un elemento de gran importancia que se debe considerar en este punto, es el adelgazamiento de la litosfera asociado a la etapa de rift, y al gradiente geotérmico asociado.

Los depocentros se desarrollaron preferencialmente hacia la parte occidental, en dirección casi paralela a la margen del Paleoelemento positivo de la Isla de Coahuila. Esto indica, de forma cualitativa, que las zonas bajas se concentraban en esa área, en contraste con zonas relativamente más altas hacia el oriente, lo que permite deducir que existían para este tiempo, dos zonas con tasas de subsidencia diferentes, una con depresiones que favorecían la acumulación de sedimentos y otra con una sedimentación regular más estable.

La Formación La Peña, muestra el siguiente episodio mayor de profundización y transgresión marina en la cuenca, en este episodio dominaban ya las rocas de tipo carbonatado, la tectónica era estable y según la potencia de los espesores reportados, la tasa de sedimentación fue mayor en comparación con la etapa anterior. Es importante recordar, que la Formación La Peña es la unidad de referencia máxima, pero los eventos que afectaron el área son dinámicos en los que varía la presencia e intensidad de los diferentes elementos que influyen en la subsidencia del área a lo largo del tiempo. Como ejemplo y en base a los datos de La Sierra de Pájaros Azules se tiene que, del Berriasiano al Aptiano las tasas de subsidencia tectónica tuvieron un comportamiento variable, con pequeñas aceleraciones y desaceleraciones, pero que finalmente manifiestan un hundimiento de los depósitos de sedimentos. Posteriormente se da una etapa con un aumento de la tasa de subsidencia durante el depósito de las formaciones Cupido y La Peña, que se interpreta como una evidente reactivación de las fallas originadas en la distensión. De manera general, en este caso, se pudo observar que una variación eustática importante, la carga de sedimentos, el tirante de agua y el movimiento vertical de las fallas preexistentes fueron determinantes en la subsidencia total en este periodo.

Para el Cretácico Tardío, se tiene que el factor decisivo fue la carga sedimentaria lo que afecto directamente a la subsidencia. Las características litológicas cambiaron, los depósitos de sedimentos clásticos predominaron con espesores de potencia considerables. En el Campaniano la tasa de sedimentación fue mayor que la tasa de subsidencia, dominando los ambientes deltaicos progradantes.

También para este tiempo se hacen presentes indicios de la tectónica compresiva que afectaron el área, representados con la generación de pliegues y fallas inversas que afectan a toda el área de la Cuenca de Sabinas.

La dinámica de la evolución de la cuenca, hasta este punto, pone de manifiesto una relación muy estrecha entre el registro sedimentario y el marco estructural local, principalmente. Los esfuerzos compresivos, producto de La Orogenia Laramide se hacen presentes y se inicia la deformación de la columna Mesozoica, la cual se caracteriza en el área de estudio, por la generación de pliegues asociados a la inversión tectónica de estructuras antiguas, fallas inversas de alto ángulo y fallas con desplazamiento lateral. La mayoría de las estructuras plegadas presentan una orientación preferencial NW-SE, aunque existe algunas estructuras de menor dimensión con orientación E-W.

Las secciones compuestas, se propusieron sobre las estructuras plegadas en su mayoría, para realizar la reconstrucción y cuantificación de la deformación, además de la posibilidad de visualizar con mayor claridad y precisión los elementos que intervinieron durante este episodio compresivo, responsable de la morfología actual del área.

La sección compuesta I, se ubica en la parte sur de la cuenca, con dirección SW-NE, viendo al NW. En ella se pueden observar diferencias en su estructura hacia el lado SW y al NE, teniendo como referencia la estructura conocida como Mesa de Cartujanos. Al SW de la sección, se puede observar con claridad la participación del basamento durante la deformación, primero, presentando un levantamiento que afecta a La Sierra La Gloria, posteriormente, una depresión limitada por fallas normales reactivadas como fallas inversas de alto ángulo, y una potente cubierta sedimentaria, que permite inferir una estructura tipo graben. Más hacia el NE se tiene una zona con una longitud aproximada de entre 20-30 km, en donde se observa la posición más elevada del basamento con respecto al resto de la sección, y que sumado a la presencia de fallas normales, forman estructuras similares a horst y graben, con poco desplazamiento vertical. Otro aspecto importante, es la presencia de una rampa de despegue en el subsuelo que involucra al basamento y que se asocia directamente con la formación del anticlinal de Pájaros Azules

En cuanto a la cubierta sedimentaria, el tipo de pliegues formados son interpretados como pliegues de propagación de falla.

En cuanto a la cuantificación del acortamiento de la cuenca, el valor es mínimo, presentando un porcentaje de solo 5.68 %.

En la sección compuesta II, los plegamientos presentan una vergencia preferencial hacia el NE, son interpretados como pliegues de propagación de falla. La presencia de fallas inversas son abundantes, algunas reactivadas de fallas normales más antiguas. Esta reactivación es más notable al SW del campo Pirineo en donde las fallas normales de alto ángulo son fallas jurásicas que se asocian a la formación de la cuenca, reactivándose como fallas inversas de alto ángulo durante la fase de deformación compresional.

Las rampas de despegue también son importantes, la formación de los anticlinales Agua Salada, Cristo Capulín y Obayos, se asocian a una rampa que se ubica en la cima del basamento, siendo responsable, las evaporitas del Jurásico.

Por otra parte, los anticlinales Buena Suerte-Monclova y Forastero, presentan una complejidad estructural debido a las rampas de despegue ubicados en la cima de la formación la mula y en la cima del basamento.

La más importante, por sus implicaciones estructurales es la rampa a nivel de la formación de la mula, en donde por sobre el nivel de La Mula, se desarrollaron fallas de compresión y pliegues cortos. Por debajo, pliegues abiertos. Esto permite interpretar que las estructuras generadas corresponden a pliegues de curvatura de falla, asociados con el basamento y La Mula. El porcentaje de acortamiento de la cuenca en la parte central es de 20.13 %.

La sección compuesta III, ubicada en el límite norte de la cuenca, permite observar pliegues amplios en su mayoría simétricos con ligera vergencia hacia el NE. La interpretación de las formas que se cortaron a lo largo de la sección, se interpretan como pliegues de propagación de falla, y en ocasiones con una combinación de pliegues de curvatura, como son los anticlinales Cristo-Capulín y Salsipuedes. Hay presencia de rampas de despegue a nivel del basamento y en la cima de la Formación La Mula.

El aspecto más relevante se presenta en el área de Hundido, en donde la deformación de la zona genera dos estilos estructurales, uno constituido por bloques amplios e inclinados, y el otro, formado por una serie de pliegues que se asocian a la rampa de despegue en la cima de la formación La Mula. Hacia el SW de la sección, el basamento no se encuentra afectado, presentando una gran continuidad y estabilidad hacia el NE. El porcentaje de acortamiento medido en esta sección mostro un valor de 12.07 %.

Una vez mostrados los resultados obtenidos en este proyecto desde un punto de vista analítico, es posible considerar un nuevo modelo evolutivo para La Cuenca de Sabinas, con base en la serie de datos nuevos que permiten una interpretación más certera de la asociación de los elementos que la componen, y el rol que jugaron en la dinámica de deformación.

Al principio del capítulo, se estableció la base del origen de la cuenca, como producto asociado a fallas transformantes del Atlántico Norte y del Golfo de México y se consideró acertada la investigación de Salvador (1991c) que define la morfología del área como una depresión con estructura tipo graben, lo que se considera el estado inicial del basamento.

Los estudios realizados posteriormente por varios autores en el área, consideran que el modelo de apertura de la cuenca de sabinas se asocia a un proceso de cizalla simple, en un régimen de transtensión que da como resultado una cuenca tipo *pull-apart* (Burchfiel y Stewart, 1966). Los elementos analizados para definir este modelo, fueron varios, entre los más importantes se tiene la interpretación de geometrías reportadas de paleo estructuras positivas tipo sigmoides, las cuales se asocian al desarrollo de este tipo de cuencas. Otro elemento, fue la presencia o interpretación de fallas de tipo transformante en la región, como la megacizalla Mojave-Sonora (Silver y Anderson, 1974), la falla lateral izquierda San Marcos (Charleston, 1981), y falla La Babia (Padilla y Sánchez, 1986), que son las estructuras consideradas de mayor influencia en la evolución estructural del área. Estos rasgos, en especial la falla de San Marcos y La Babia, ubicadas en los bordes de los paleoelementos La Isla de Coahuila y La Península de Tamaulipas, y que por tanto, marcaron los límites estructurales del Jurásico de la Cuenca de Sabinas, permitieron asumir, que se trataban de fallas delimitantes que originaron la cuenca *pull-apart*, y además, fueron responsables de una importante ocurrencia de fallas normales, como consecuencia de la magnitud del movimiento lateral que presentaron.

Este modelo planteado y aceptado por mucho tiempo, presenta ciertas inconsistencias derivadas de los métodos de análisis. El área, casi completamente cubierta por aluvión, impide obtener datos suficientes para realizar una interpretación acertada de los limitados afloramientos en superficie. También, la morfología de los rasgos en superficie fue interpretada en muchos casos con imágenes de satélite, tal es el caso del lineamiento de La Babia, en la cual, hasta la fecha no se han reportado datos medidos en campo de algún tipo de movimiento, ya sea lateral o vertical.

Durante el análisis sedimentario de la columna estratigráfica de la región, se tuvo especial interés en identificar cualquier alteración en el régimen de depositación o característica litológica que permitieran definir rasgos estructurales y tectónicos, que hayan podido ocurrir en la zona durante la evolución de la cuenca. El objetivo principal fue establecer la participación de estas fallas jurásicas mayores en la deformación del área, y la forma en que afectó el depósito y conformación de la cubierta mesozoica desde el Jurásico Tardío al Reciente. Los resultados obtenidos mostraron que el proceso de depositación, las variaciones en los ambientes sedimentarios, el incremento o decremento del tirante de agua, fueron afectados, entre otros aspectos, por eventos estructurales locales de fallas preexistentes de tipo normal, al tiempo de depósito de las formaciones La Casita, La Virgen y La Peña, específicamente.

Con base en lo anterior, podemos apuntar, que las fallas jurásicas San Marcos y La Babia, no han tenido movimiento lateral a lo largo del tiempo geológico. Las fallas normales, que ocurrieron a lo largo de la cuenca al momento de su formación, solo han presentado movimientos verticales, ya sea de tipo normal o con reactivación a fallas inversas en el régimen compresivo.

Aunque las secciones compuestas de este proyecto no cubren el rasgo de la falla San Marcos, por ubicarse en una zona abrupta sin cubrimiento sísmico, es una de las más estudiadas por presentar afloramientos superficiales con datos estructurales medibles. En términos generales, se ha definido como una estructura de basamento multi-reactivada con evidencias superficiales estratigráficas y estructurales que documentan una actividad intermitente por lo menos desde el Jurásico Tardío hasta el Plioceno-Cuaternario. Las evidencias estructurales más antiguas reconocidas y medidas en campo, sugieren que esta falla acomodó principalmente extensión de la corteza en dirección NNE; lo que pone en duda la existencia de grandes desplazamientos laterales (Chávez-Cabello, *et al.*, 2005).

En cuanto a la falla La Babia, la cual se ha considerado como un lineamiento o falla transformante, y que se le atribuye un movimiento lateral derecho para estar acorde con el modelo clásico del tipo de cuenca *pull-apart*, presenta muchas inconsistencias en su definición. Si consideramos que fue ubicada mediante interpretación de imágenes de satélite y no se cuenta con registro de datos que permitan asociar algún tipo de movimiento en la traza del lineamiento, se genera una gran interrogante sobre la existencia real de este rasgo.

Partiendo de la definición simple, de que los lineamientos constituyen discontinuidades estructurales naturales de la superficie del terreno, y por lo general reflejan fenómenos estructurales del subsuelo (Ohara, T. & Flores, B. 1998), la confirmación de la existencia de esta estructura, en consecuencia, solo podría ser mediante el análisis del subsuelo, en donde por la magnitud de esta falla, su traza debería reflejarse en el basamento.

Las secciones compuestas proyectadas en el área, permiten analizar con detalle este punto, ya que su diseño y reconstrucción estuvo basada en perfiles sísmicos, que permitieron visualizar las estructuras del subsuelo y realizar su correspondiente análisis (ver figura V.3, V.6, V.13 y V.19).

En las tres secciones, hacia la parte SW, el basamento tiene poca afectación. A partir de la estructura del anticlinal de Pájaros Azules, en la sección I; del Anticlinal de Obayos, en la sección II; y La Sierra de Santa Rosa, en la sección III, el basamento muestra una gran estabilidad, la presencia de fallas son casi nulas y las que existen son de poca magnitud que cortan la cubierta sedimentaria y apenas penetran en el basamento. No existe ningún rasgo relevante que profundice en el basamento y que de la pauta para asociarla con la falla La Babia.

Con base en estos datos, podemos asumir con cierta precisión, que el rasgo interpretado como lineamiento La Babia, no es un rasgo asociado a la falla de tipo transformante del jurásico que limita a La Cuenca de Sabinas y que se propuso como elemento importante y decisivo en el desarrollo de la deformación de la zona. Probablemente, solo se deba morfológicamente a un accidente de la superficie del terreno.

La fase compresiva en el área de estudio, posterior al desarrollo y relleno de la cuenca, corresponde a la Orogenia Laramide. Este evento fue propuesto por Dana (1896) ubicándola en el cretácico Tardío (Maastrichtiano) – Terciario Temprano. Dickinson *et al.*, 1988, por otra parte, menciona que el inicio sincrónico de la Orogenia Laramide fue a finales del Maastrichtiano y la terminación diacrónica del evento durante el Eoceno.

De acuerdo al análisis de secuencias, los primeros efectos asociados a esta tectónica compresiva en La Cuenca de Sabinas fueron ubicados a finales del Cenomaniano con el levantamiento de la porción oriental de la zona, y posteriormente en el Conaciano-Santoniano se hace evidente una etapa más avanzada en la que se presente una deformación en la región de tipo flexura.

El comportamiento estructural de la secuencia Mesozoica deformada está caracterizado predominantemente por el desarrollo de pliegues, asociados con algunas fallas inversas, normales y de desplazamiento a rumbo, en respuesta a los esfuerzos compresivos. González-García (1976), Padilla y Sánchez (1982) y Wilson (1990), definieron que en la parte central de La Cuenca de Sabinas, existieron vestigios importantes del basamento mesozoico que controlaron los patrones sedimentarios presentes e influyeron notablemente en el tipo de deformación de los depósitos a lo largo de la cuenca. La tendencia general que muestra la mayoría de las estructuras es una orientación NW-SE, aunque se manifiestan algunas variaciones a casi E-W y N-S en zonas localizadas.

De acuerdo al diseño e interpretación de las secciones regionales compuestas planteadas en este proyecto, podemos observar con mayor precisión la deformación a la que fue sujeta la zona de estudio. Así, tenemos que la mayor afectación de la zona fue hacia el occidente, en la parte central y norte. Esto es previsible, ya que en esta porción de la cuenca, las fallas normales jurásicas tuvieron una mayor participación en la subsidencia de la zona, además de que hay que considerar que las subcuencas o mayores depocentros se ubican siguiendo una línea paralela al paleo elemento positivo de la isla de Coahuila. El tipo de fallas presentes son preferencialmente de tipo inverso y de movimiento lateral, en

donde se desarrollan utilizando, tanto rampas de despegue en horizontes incompetentes, como a nivel de basamento. El basamento, se ve afectado de manera importante en el acortamiento horizontal de la cuenca, como se puede observar en las diferentes secciones, en especial en la sección I y II. Esto implica la participación activa del basamento en la deformación del área, específicamente en la parte SW, ya que hacia el NE de la región, el basamento está casi inalterado, salvo algunas fallas normales de menor grado.

Es importante notar, que la afectación del basamento coincide con las morfoestructuras de Pájaros Azules, Obayos y de Santa Rosa, en donde a nivel de basamento solo se observan fallas inversas de bajo ángulo, producto de la compresión. Al no encontrarse un rasgo contrastante, presencia o disminución progresiva de estructuras antiguas jurásicas de movimiento vertical, pone de manifiesto que no existe un rasgo limitante en el desarrollo de la cuenca hacia la parte oriental. Esto implicaría, que la zona de ruptura de la corteza continental en donde se inició la creación de La Cuenca de Sabinas, sería la traza de la falla de San Marcos y el desarrollo posterior de fosas y pilares, en consecuencia, disminuiría su expresión y profundidad hacia la parte del basamento inalterado.

Finalmente, una vez establecidos los argumentos mediante los datos obtenidos en el desarrollo de este proyecto, podemos asumir que La Cuenca de Sabinas, es una cuenca intracratónica, con estructura de medio graben (*Half graben*), cuyo rasgo principal, en donde se inició la apertura de la cuenca durante la etapa de *rifting*, fue la falla San Marcos. Las fallas transformantes en el noreste de México que han sido asociadas con el área, no tuvieron un rol determinante en la evolución de la cuenca.

El movimiento de las fallas jurásicas que integraron la zona, tanto en sus bordes, como en la zona central, son principalmente de tipo normal. El movimiento que presentaron del Jurásico Tardío hasta al Cenomaniano, corresponden a fallas normales. Del Conaciano al Reciente, fueron de tipo inverso y con componente lateral, sobre planos de falla preexistentes, producto de los esfuerzos compresivos de La Orogenia Laramide que afectó al área.

En cuanto a la depositación de la secuencia sedimentaria, se considera un proceso continuo, con cinco puntos de máxima inundación, cuyas variaciones están en función de la tectónica local, la subsidencia y el proceso eustático. Destaca la convergencia de estos elementos en el tiempo de depósito de la Formación La Casita, La Peña e Eagle Ford, en donde se observa la mayor tasa de subsidencia, la mayor profundización de la cuenca, las mayores trasgresiones registradas y la reactivación de fallas normales preexistentes.

VII. CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos en los estudios estructurales y estratigráficos realizados en la Cuenca de Sabinas, con la intención de analizar la dinámica de deformación y la conceptualización de su evolución, permitieron definir con una mayor precisión los elementos que la integran y su influencia en el desarrollo de la cubierta sedimentaria mesozoica. De manera puntual tenemos que:

Se estableció que la Cuenca de Sabinas es una cuenca intra cratónica con estructura de medio graben.

Las fallas transformantes en el noreste de México, como son la megacizalla Mojave-Sonora, la falla San Marcos y la falla La Babia, no tuvieron un papel importante en la evolución de la cuenca.

Se infiere que las fallas San Marcos y La Babia, no presentaron movimientos laterales, al menos desde el Jurásico Tardío hasta el Cenomaniano, tiempo en que se registran los primeros efectos de los esfuerzos compresivos que afectaron el área.

La falla San Marcos, solo ha presentado movimientos de tipo lateral como producto de los esfuerzos compresivos de la Orogenia Laramide.

Mediante el análisis de las secciones compuestas y de los perfiles sísmicos que se interpretaron, se concluyó que la falla La Babia, interpretada en superficie como un lineamiento importante asociado a fallas de gran magnitud, no presenta continuidad a profundidad y a nivel de basamento no hay rasgo que permita definirla como una falla transformante que influyo en el desarrollo de una cuenca tipo *pull-apart*.

La deformación asociada a La Orogenia Laramide, ocurrió durante el Cretácico Tardío- Terciario Temprano, afectando al basamento. Las estructuras resultantes de acuerdo a la posición dentro de la cuenca pueden ser agrupadas en pliegues apretados hacia el centro norte, pliegues ligeramente apretados, centro oriental y pliegues amplios al sur de la cuenca. Estas formas responden a la potencia de la columna sedimentaria y a los altos preexistente jurásico dentro del área de la cuenca.

Las distintas geometrías de las estructuras, además de los elementos mencionados anteriormente, también son respuesta a la presencia de niveles mecánicamente competentes e incompetentes dentro de la secuencia mesozoica. Además, la presencia de evaporitas en determinados niveles, proporcionaron una mayor plasticidad a la columna e influyeron directamente en el desarrollo de algunas estructuras apretadas principalmente.

De acuerdo al análisis de las secciones compuestas, se identificó que las estructuras de las áreas sureste y centro-oriental de la cuenca, presentan varios niveles de despegue basal, los dos inferiores, solo afectan al basamento, y los otros ocurren en los sedimentos de la cubierta sedimentaria, correspondientes a los niveles evaporíticos de las formaciones: Olvido del Jurásico Superior y La Mula-La Virgen del Cretácico Inferior, resultando en el desarrollo de cuatro niveles estructurales.

El desarrollo del plegamiento se concentra hacia la parte occidental de la cuenca, en donde se tiene la mayor profundización y la mayor potencia de los espesores de sedimentos. Las estructuras son preferencialmente simétricas, con vergencia hacia el NE. El modelo predominante en el desarrollo de pliegues fue de pliegues por propagación de falla. La restitución del plegamiento mostro valores bajos hacia la parte sur del área, con 5.68 %, en la parte central 20.13 % y al norte 12.07 %. Estos valores cuantitativos muestran que la mayor compresión de la cuenca fue en la parte central, mostrando hacia sus extremos norte y sur, zonas relativamente estrechas, en donde es posible que los bordes del basamento induzcan una forma curva o de torsión en los pliegues formados cerca de estas áreas, como sería el ejemplo de La Sierra de Santa Rosa en su porción norte.

El análisis estratigráfico permitió identificar cinco eventos o secuencias sedimentarias, para la columna mesozoica: Pre-Oxfordiano-Berriasiano Inferior, Berriasiano Superior-Hauteriviano Inferior, Hauteriviano Superior-Aptiano Inferior, Aptiano Superior Cenomaniano y Turoniano-Maastrichtiano.

Se considera, de acuerdo a las características predominantemente transgresivas y al análisis sedimentario de las formaciones que se depositaron en cada intervalo de tiempo, un evento continuo, en donde el efecto eustático fue creciente constante, asociándose a un ciclo eustático de primer orden de acuerdo al modelo de Vail. *et. al.*, 1977 en Haq, 1987, en el que se observa una tendencia creciente en el Jurásico Medio y su punto de mayor expresión lo alcanza a finales del Cretácico Tardío.

Existen tres picos de mayor subsidencia y profundización de la zona, que a su vez, coincidieron con la reactivación de fallas antiguas de tipo normal. Este efecto se ve reflejado en la Formación La Casita, La Peña e Eagle Ford.

REFERENCIAS

- Anderson, T. H., Nourse, J. A., 1998, Releasing bends of the sinistral Late Jurassic Mojave-Sonora fault system; principal structures within the southwestern borderland of North America: Geological Society of America, Rocky Mountain Section, 50th annual meeting, Abstracts with Programs, 30, 6.
- Anderson, T. H., Schmidt, V. A., 1983, The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time: Geological Society of America Bulletin, 94, 941-966.
- Anderson T. H., Silver, L.T., 1979, The role of the Mojave-Sonora megashear in the tectonic evolution of northern Sonora, *en*: Anderson T.H. y Roldán-Quintana J. (eds.), Geology of northern Sonora: Geol. Soc. Am. Field Trip 27 Guidebook, Univ. Pittsburgh, Pennsylvania, 59-69.
- Böse, E., 1921, On the Permian of Coahuila, northern Mexico: American. Journal of Science, 1, 187-194.
- Böse, E. y Cavins, O. A., 1927, The Cretaceous and Tertiary of southern Texas and northern México. University of Texas Bulletin, n. 2748. p. 7-142.
- Burckhardt, C., 1910, Estudio Geológico de la región de San Pedro del Gallo Durango: Perergones del Instituto Geológico de México, 2, p. 302-357.F
- Burckhardt, C., 1930, Étude Synthétique sur le Mesozoique Mexicain: Société Paleontologique Suisse, Mémoire 49-50, 280 p.
- Burchfiel, B. C.; Stewart, J. H., 1966, Pull-Apart origin of the central segment of Death Valley, California. The Geological Society of America Bulletin, V. 77. n.4. p. 439-442.
- Burrows, H.R., 1910, Geology of Northern Mexico. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo VII, p.p. 85-103.
- Buffler, R. T., Walkins, J. S., Shaub, F. J., and Worzel, J. L., 1980. Structure and early geologic history of the deep central Gulf of México basin, in Pilger, P. H., ed., 1980: The origin of The Gulf of México and the early opening of the central north Atlantic. Proceedings of a Symposium at Louisiana State University, Baton Rouge, LA., p.3-14.
- Charleston, S., 1981. A Summary of the Structural Geology and Tectonics of the State of Coahuila, Mexico, in Schmidt, C.I., y Katz, S.B., Eds., Lower Cretaceous Stratigraphy and Structure, Northern Mexico. West Texas Geological Society Field Trip Guidebook, Publication, 81-74, pp. 28-36.
- Chávez, C.G., 2005. Deformación y Magmatismo Cenozoico en el Sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México: Juriquilla, Querétaro, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Tesis doctoral, 226 p.
- Dahlstrom, C.D.A., 1969, Balanced cross sections: Canadian Journal of Earth Science, 6 (4), 743-757.
- Dana, J. D., 1896, Treating of the principles of the science with special reference to American geological history. Yale University, American Book Company.
- Dumble, E.T., 1892, Notes on the geology of the valley of the middle Rio Grande: Geological Society of America Bulletin, v. 3, p. 219-230.
- De Cserna, Z., 1956, Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México, entre Torreón y Monterrey, México, *en* XX Congreso Geológico Internacional: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 87 p., 2 mapas.

- De Cserna, Z., 1989, An outline of the geology of México, in Bally, A.W., and Palmer, A.R., eds., *The Geology of North America-An overview*. Boulder, Colorado, Geological Society of America, *Geology of North America*, v.A, p. 233-264.
- Denison, R. E.; Kenny, G. S.; Burke, W. H.; Hetherington, N. A., 1969, Isotopic ages of igneous and metamorphic boulders from Haym formation (Pennsylvania), Marathon basin, Texas, and their significance. *Geol. Soc. America Bull.*, v. 80, n, 2, p. 245-256.
- Dickinson, W. R.; Klute, M. A.; Hayes, M. J.; Janecke, S. U.; Lundin, E. R.; Mckittrick, M. A.; Olivares, M. D., 1988, Paleogeographic and paleotectonic setting of Laramide sedimentary basins in the central Rocky Mountain region. *The Geological Society of America*. V. 100, n.7. p. 1023-1039.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda García, M., Randall, M., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53, 1-26.
- Eguiluz de Antuñano, S., 2001, Geologic evolution and gas resources of the Sabinas basin in northeastern Mexico, *en*: Bartolini, C., Bufler, R.T., Cantú-Chapa, A. (Eds.), *The western Gulf of Mexico Basin: tectonics, sedimentary basins and petroleum systems: AAPG Memoir 75*, 241-270.
- Eguiluz y de Antuñano, S. 2007, Exploración petrolera cuantitativa, ejemplos y resultados de los estudios de plays en La Cuenca de Sabinas, Coahuila., México. *Revista de Geociencias SGM*. No. 1. p. 9-36.
- Flores-Galicia, E., 1988, Geología y reservas de los yacimientos de carbón en la República Mexicana, *en* Salas, G.P. (Ed.) *Geología de México: México*, Fondo de Cultura Económica, 175-217 p.
- Fries, C., 1962, *Reseña Geológica del Estado de Sonora, con énfasis en el Paleozoico*. *Asoc. Mexicana de geólogos petroleros, Bol.14*, p.p. 257-273.
- Garrison, J. R. The Coal Creek Serpentinite, Llano Uplift, Texas: a fragment of an incomplete Precambrian ophiolite; *Geological Society of America Abstracts with programs*, v.12, p.431.
- Garza, G.R., 1973, Modelo Sedimentario del Albiano Cenomaniano en la Porción Sureste de la Plataforma de Coahuila. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*. Vol. XXV, No. 7,9, p.p. 311-340.
- Goldhammer, R.K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast of Mexico, *en* Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F., (eds.), *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, *Special Paper*, 340, 1-58.
- Goldhammer, R.K., and Johnson, C.A., 2001, Middle Jurassic-Upper Cretaceous Paleogeographic evolution and sequence-stratigraphic framework of the northwest Gulf of México Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum system; *American Association of Petroleum Geologist Memoir 75*, p.45-81.
- Goldhammer, R.K., Lehmann, P.J., Todd, R.G., Wilson, J.L., Ward, W.C., and Johnson, C.R., 1991, Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, northeast México, a field guide-book. Gulf Coast Section, Society of Economic Palentologists and Mineralogists. p. 85.
- Haq, B. U.; Hardenbol, J.; Vail, P. R., 1987, Chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, vol. 235.
- Hill, R. T., 1887, The Texas section of the American Cretaceous: *Am. Jour. Sci.*, Vol. XXXIV, pp. 287-309.
- Hill, R. T., 1891, The Comanche series of the Texas-Arkansas region: *Geological Society of America Bulletin*, 2, 503-528.
- Hill, R.T. Vaughan, T.W., 1898, The Lower Cretaceous Gryphaeas of the Texas region: *United States Geological Survey Bulletin*, 151, 1-66.

- Hill, R., 1899, Geography and geology of the Black and Grand prairies, Texas, with detailed descriptions of the Cretaceous formations and special reference to artesian waters in Walcott, Ch. D., Twenty First Annual Report of the United States Geological Survey to the Secretary of the Interior (1899-1900), part 7, 347p.
- Hill, R. T., 1901, Geography and Geology of the Black and Grand Prairies, Texas with Detailed descriptions of the Cretaceous Formations and Special Reference to Artesian Waters, in Twenty – First Annual Report of the United States Geological Survey to the Secretary of the Interior, 666 p.
- Humphrey, W. E., Diaz, G. T., 1956, Jurassic and Lower Cretaceous Stratigraphy and Tectonics of Northeast-México. Informe inedito Petroleos Mexicanos.
- Humphrey, W. E., Díaz, T., 2003, Jurassic and Lower Cretaceous Stratigraphy and Tectonics of Northeast Mexico: Bureau of Economic Geology, report of investigations 267, 141-144.
- Longoria, J. F., 1984, Stratigraphic studies in the Jurassic of northeastern Mexico: evidence of the origin of the Sabinas Basin, en Ventres, W. P. S., Bebout, D. G., Perkins, B. F., Moore, C. H., (eds.), The Jurassic of the gulf rim. Proceedings of the Third Annual Research Conference: Austin, Texas, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation, Gulf Coast Section, 171-193.
- Murray, G.E., 1959, Introduction and regional geologic summary of fieldtrip area, southeastern Coahuila and western Nuevo León: South Texas Geological Society Field Trip Guidebook, p A1-A4.
- Murray, G. E., Weidi, A. E., Boyd, D. R., Forde, R. H., y Lewis, P. D., Jr., 1962, Formational divisions of Difunta group, Parras Basin, Coahuila and Nuevo León, México: Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 46, p.374-383.
- McKee, J. W., Jones, N. W., 1979, A large Mesozoic Fault in Coahuila, México. Geologic Society of America, Abstract with programs, v. 11, p. 476.
- McKee, J. W., Jones, N. W., Long, L. E., 1984, History of recurrent activity along a major fault in northeastern Mexico: Geology, 12,103-107.
- McKee, J. W., Jones, N. W., Long, L. E., 1990, Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 102, 593-614.
- Padilla y Sánchez, R. J., 1982, Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo and Monterrey, México: Austin, Texas, University of Texas, Tesis Doctoral, 217 p.
- Padilla y Sánchez, R. J., 1986, Post Paleozoic tectonics of northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico: Geofísica Internacional, 25, 157-206.
- Roemer, F. C., 1852, The Cretaceous Formations of Texas and Their Organic Inclusions. Monography of Texas geology. Published in The University of Boon..
- Robeck, *et al.*, 1956., Geología y depósitos de carbón de la región de Sabinas, Estado de Coahuila, en XX Congreso Geológico Internacional: México, 109 p.
- Román-Ramos, J.R., Holguín-Quiñones, N., 2001, Subsistemas generadores de la región norte de México: Boletín de la Asociación Mexicana Geólogos Petroleros, 49, 68-84.
- Santamaría-Orozco, D.M., 1990, Ambientes sedimentarios de las rocas del Cretácico Superior en la Cuenca Carbonífera de Sabinas, Estado de Coahuila, México: Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría, 72 p.

Sewell, C.R., 1968, The Candela and Monclova belts of igneous intrusions a petrographic province in Nuevo León and Coahuila, México. Annual meeting of the Geological Society of America, Abstract with programs, p.273.

Sellards, E. H., et al., 1932, The Geology of Texas. University of Texas Bulletin, Volume I: Stratigraphy, number 3232.

Suppe, J., 1985, Principles of Structural Geology: New Jersey, Prentice-Hall, 537 pp.

Shumard, B.F., 1860, Observations upon the Cretaceous strata of Texas: St. Louis Academy of Science Transactions, 1, 582-590.

Stephenson, L.W., 1927, Notes on the stratigraphy of the Upper Cretaceous formations of Texas and Arkansas: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 11, no. 1, p. 1-17.

Tardy, M., 1975, La nappe de Parras: un Traité Essentiel de la Structure Larammienne du Secteur transverse de la Sierra Madre Oriental, México. Bulletin of Geological Society of France, v, XVII; p.77-87.

Tardy, M., 1980, Contribution a l'étude géologique de la Sierra Madre Oriental du Mexique: Tesis doctoral, Université Pierre et Marie Curie de Paris, p. 445.

Vail, P. R.; Mitchum, R. M.; Todd, R. G.; Widmier, J. M.; Thompson, S. III, et. al., 1977, Seismic stratigraphic and global changes of sea level. See Payton, 1977, pp. 49-212.

Wall, J.R., Murria, G.E., y Díaz, G.T., 1961, Ocurrence of Intrusive Gypsum and its Effects on Structural Forms in Coahuila Marginal Folded Province of Northeastern México. American Association of Petroleum Geologist Bulletin, v.45, pp 1504-1522.

Wilkerson, M.S., Dicken, C.L., 2001, Quick look techniques for evaluating two-dimensional cross sections in detached contractional settings: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 85(10), 1759-1770.

Wilson, J.R., Ward, W.C., and Finneran, J., 1984, A field guide to Upper Jurassic and Lower Cretaceous carbonate plataform and basin system, Monterrey-Salttillo area, northeast México. Gulf Coast Section, Society of Economic Palentologists and Mineralogists. p.76.

Wilson, J.L., 1990, Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in Northeastern México – a review, en Contribuciones al Cretácico de México y América Central: Linares, Nuevo León, México, Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, 4, 5–45.

Ye, H., 1997. The Arcuate Sierra Madre Oriental Orogenic Belt, NE Mexico: Tectonic Infilling of a Recess Along the Southwestern North America Continental Margin: in: Structure, Stratigraphy and Paleontology of Late Cretaceous-Early Tertiary Parras-La Popa Foreland Basin Near Monterrey, Northeast Mexico. American Association of Petroleum Geologists Field Trip, n. 10, pp. 85-115.

Young, K., 1972. Cretaceous Paleogeography: Implications of Endemic Ammonite Faunas. Bureau of Economic Geology, University of Texas, Geological Circular 72, 2.

Zhou, Y; Murphy, M.A., and Hamade, A., 2006. Structural Development of the Peregrina-Huizachal Anticlinorium, México. Journal of Structural Geology, v.28, issue 3 p.

Libreto guía de la región Noreste de México, 2004., Proyecto Brigada Escuela de Geociencias, PEP-ESIA Unidad Ticomán (PEMEX-IPN).