



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERÍA

"CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA-
PETROLERA DEL CAMPO TAJÍN EN LA
CUENCA DE CHICONTEPEC"

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEÓLOGO

PRESENTA

JUAN MANUEL DE ANDA ROMERO

DIRECTOR: ING. JAVIER ARELLANO GIL
CIUDAD UNIVERSITARIA
2013





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.

Agradezco a mis padres, Juan Manuel y Yolanda, los únicos que entenderán el orgullo de este logro igual que yo. A mis hermanos, Diana y José, que siempre estarán conmigo. A mi familia que siempre ha sido mi apoyo.

A mi director de tesis, Javier Arellano, por su paciencia y apoyo en la realización de este proyecto.

A Gaby, por su apoyo, comprensión e indescriptible cariño. A Clark, Osvaldo, Gustavo, Javier, David, Rocha, Mariana, Axel, Víctor, y amigos que me mostraron su amistad incondicional.

A mis amigos Luis, Joel, César, Aldo, Arturo y Jorge que siempre he contado con ustedes.

Y a todos los que no he nombrado pero fueron grandes personajes de este viaje.

A México y la U.N.A.M.

¡Gracias!

Índice

Resumen	v
Abstract	vii
I.Generalidades	1
I.1 Introducción.	2
I.2 Objetivos.	2
I.3. Localización.	2
I.4 Vías de comunicación.	5
I.5 Antecedentes Históricos.	6
I.6 Orografía.	8
I.7 Hidrografía.	8
I.8 Clima.	9
I.9 Características de los Municipios.	9
I.9.1 Coatzintla.	9
I.9.2 Papantla.	9
I.9.3 Poza Rica de Hidalgo.	10
II.Estratigrafía	11
II.1 Formación Tamán.	15
II.2 Formación San Andrés.	15
II.3 Formación Pimienta.	16
II.4 Formación Tamaulipas Inferior.	16
II.5 Formación Tamaulipas Superior.	16
II.6 Formación El Abra.	17
II.7 Formación Tamabra.	17
II.8 Formación Agua Nueva.	18
II.9 Formación San Felipe.	18
II.10 Formación Méndez.	19
II.11 Formación Velazco.	19
II.11.1 Velazco Basal.	19
II.11.2 Velazco Superior.	20
II.12 Formación Chicontepec Inferior.	20
II.13 Formación Chicontepec Medio.	21
II.14 Formación Chicontepec Superior.	21
II.15 Formación Aragón.	22
II.16 Formación Guayabal.	22

II.17 Formación Chapopote.	23
II.18 Formación Tantoyuca.	23
II.19 Formación Alazán.	24
II.20 Palma Real Inferior.	24
II.21 Palma Real Superior.	24
II.22 Formación Horcones.	25
III.Sedimentología	26
III.1 Megasecuencia Inferior (Unidad 1).	28
III.2 Megasecuencia Media (Unidad 2).	30
III.3 Megasecuencia Superior (Unidad 3).	33
III.4 Estimado de la distribución espacial de los cuerpos con predominio de areniscas.	36
III.5 Modelo de Facies Sedimentarias.	40
IV.Geología Estructural	45
V.Geología Regional y Local	52
V.1 Evolución Geológica.	56
V.1.1 Paleozoico.	56
V.1.2 Mesozoico.	56
V.1.3 Cenozoico.	61
VI.Sistema Petrolero	65
VI.1 Introducción.	66
VI.2 Sistema Petrolero Chicontepec.	66
VI.2.1 Roca generadora.	66
VI.2.2 Generación-Expulsión de Hidrocarburos.	69
VI.2.3 Rocas almacenadoras.	70
VI.2.4 Roca sello.	71
VI.2.5 Trampas.	72
VI.2.5 Sincronía.	73
VI.3 Plays Productores.	74
VI.3.1 Play Tamabra (Cretácico).	75
VI.3.2 Play Grupo Chicontepec (Megasecuencia Media).	76
VII.Importancia Económica	77

VII.1 Consideraciones Generales.	78
VII.2 Antecedentes y Situación Actual de las Reservas de la Cuenca de Chicontepec.	78
VII.3 Análisis de Pozos.	80
VII.3.1 Información disponible.	80
VII.3.2 Pozo TJ 78.	82
VII.3.3 Pozo TJ 68.	84
VII.3.4 Resultados.	86
VIII. Conclusiones y Recomendaciones	88
VIII.1 Conclusiones.	89
VIII.2 Recomendaciones.	91
Bibliografía	93

Resumen

En este trabajo se realiza una síntesis sobre las principales características geológicas, geofísicas y petroleras de la Cuenca de Chicontepec, de forma específica al Campo Tajín, basado en información generada de un proyecto en conjunto entre la Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH) y la Facultad de Ingeniería, UNAM, a finales del año 2012. La Cuenca de Chicontepec representa una de las zonas de interés económico y petrolero más importante del país, pues su nivel de reservas es sumamente alto, aunque con bajo nivel de producción; la cuenca se encuentra en los estados de Veracruz, Puebla, Hidalgo y San Luis Potosí; con un área de 11,300 km², mientras que el Campo Tajín ocupa 181.93 km², en el estado de Veracruz y se encuentra ubicado a 13 km de la ciudad de Poza Rica de Hidalgo, Veracruz.

La cuenca ha registrado un considerable crecimiento continuo en cuanto a sus trabajos de exploración y desarrollo de campos, teniendo una producción histórica de 79,000 BDP a finales del 2012, de los cuales al Campo Tajín le corresponden 8600 BDP. Los intervalos de producción se encuentran entre los 1700 a 1850 m de profundidad, en cuerpos principalmente arenosos y areno-arcillosos.

En la columna sedimentaria, propia del relleno de la cuenca, se puede distinguir tres grandes etapas de sedimentación, nombrándolas como Megasecuencias, arcillo-arenosas, las cuales están limitadas por una discordancia basal, que separa a los depósitos mesozoicos de los cenozoicos, así como tres discordancias referidas como A, B y C, que separan a tres Megasecuencias.

La Megasecuencia Inferior, la constituyen capas laminares de areniscas limo-arcillosas y lutitas limo-arenosas, de origen turbidítico, formando facies niveladoras de la topografía basal; ya que tiene gran abundancia en material fino, por lo que no presenta características petrofísicas adecuadas para ser buena roca almacenadora.

La Megasecuencia Media, está formada principalmente por depósitos turbidíticos tabulares y concordantes, que subyacen a otros de forma lobular e interestratificados; litoestratigráficamente está formada en su parte inferior por estratos tabulares, areno-limosos y horizontes inter-lobulares areno-limosos y arcillo-arenosos. Esta Megasecuencia es la que presenta mayor abundancia en cuanto a cuerpos lenticulares con predominancia de areniscas, las cuales tienen las características apropiadas para conformar trampas principalmente estratigráficas y algunas mixtas.

En cuanto a la Megasecuencia Superior, se formó durante el mayor basculamiento del frente de la Plataforma de Tuxpan, lo que ocasionó una subsidencia más rápida en los depósitos; la forman cuerpos de estratos gruesos a masivos de sedimentos arcillo-arenosos, los cuales deslizaron intraformacionalmente. Tiene baja conectividad de los cuerpos arenosos debido a la mezcla con horizontes más

arcillosos; por lo que junto con la mezcla de materiales finos no presenta características petrofísicas adecuadas como rocas almacenadoras, salvo algunos lentes aislados de areniscas ubicadas en la base de la unidad.

En las secciones y cubos sísmicos se pueden identificar deformaciones que afectan a la columna mesozoica y cenozoica, las que corresponden con un sistema de fallas laterales transpresivas de componente derecha, con una orientación promedio de NW55°SE con 90° de echado, que se presentan en conjunto con fallas inversas de segundo orden, generando estructuras en flor positiva. En general, los pozos ubicados en las zonas de fallas o sus cercanías tienden a no tener producción, debido que estas fallas son las principales rutas de migración hacia los cuerpos lenticulares de arenisca o simplemente a la superficie, donde se tiene chapopote formando parte de las manifestaciones superficiales de hidrocarburos.

En los análisis de núcleos podemos observar que existen dos minerales principales: cuarzo con 37% y calcita con 40%, además de arcilla, plagioclasas y en menor cantidad dolomita, ankerita y feldespatos. Por lo que se debe notar que existen muchos cuerpos arenosos que cuentan con cementante calcáreo, lo cual baja su porosidad y permeabilidad de forma considerable.

El sistema petrolero del campo Tajín lo componen rocas generadoras del Jurásico Superior, de las formaciones Santiago, Tamán y Pimienta. Las rocas almacenadoras la componen la Formación Tantoyuca y las unidades estratigráficas de la Megasecuencia Media con lentes arenosos de 40 metros de espesor. La roca sello son principalmente las secuencias arcillosas del Grupo Chicontepec y de la Formación Guayabal. La migración empezó en el momento crítico hacia el oriente por efecto de la Orogenia Laramídica; y tomó como ruta principalmente las fallas laterales y discordancias para así llenar los cuerpos porosos o llegar hasta la superficie.

Abstract

This paper presents a summary of the analysis of the main geological, geophysical and petroleum characteristics of the Chicontepec Basin, specifically the Tajín field, based on information provided from a project with the CNH. The Chicontepec Basin represents one of the EEZs most important of oil in the country, it is because its reservoirs are extremely higher than production, It is located in the states of Veracruz, Puebla, Hidalgo and San Luis Potosi, with an area of 11,300 km², while the Tajín field occupies 181.93 km² in Veracruz state and is located 13 km from the city of Poza Rica de Hidalgo, Veracruz.

The basin has a significant growth in terms of production, with an historic record of 79,000 BPD in late 2012, which 8600 BPD are from Tajín. Production intervals tend to be between 1700 and 1850 m depth

In the sedimentary column, using the seismic volumes, one can distinguish three main stages of sedimentation, naming them as megasequences; a sandy-clay sequence, which is limited down by a basal unconformity, which separates the Mesozoic deposits of the Cenozoic, and other three unconformities referred to A, B and C, which separate the other two megasequences.'

The Lower Megasequence is constitute by laminar layers of silty sands and silty shales, having a turbiditic source, formed by the filling deposits on the basal topography; because of its great abundance in fine material it has no petrophysical characteristics suitable for good reservoir.

The Middle Megasequence, consists mainly of tabular and lobular turbidite deposits; It is formed at the bottom by tabular beds, sandy-silt and sandy horizons inter-lobular and silty clay. This megasequence is the one with greater abundance of sandstone lenticular bodies, which have the appropriate characteristics to form traps.

Upper Megasequence, was formed from a tilting in the front of the Tuxpan Platform, which caused rapid subsidence of the deposits; it is formed of thick layers of massive sandy clay sediments. which slides intraformationally. The sandy bodies have low connectivity due to mixing of horizons, so together with the fine materials it is no suitable as a reservoir, except for some isolated sandstone lenses located at the base of the unit.

In the seismic volumes, deformities can be found affecting the Mesozoic and Cenozoic column with a system component failures right side, with an average orientation of NW55 ° SE with 90 ° dip, with reverse faults of second order, generating positive flower structures. Wells in fault zones or nearby tend to not have production, or at all, because these failures are the main migration routes toward the lenticular sandstone bodies or to the outcropping surface.

In the core analysis we can see that there are two main minerals: quartz (37%) and calcite (40%), in addition to clay, plagioclase and lower dolomite, ankerite and

feldspars. As should be noted there are many sand bodies that have calcareous cement, which diminish considerably its porosity and permeability.

The petroleum system is composed of a bed rock from the Upper Jurassic, from the formations Santiago, Taman and Pimienta. The reservoirs is from the Tantoyuca Training and upper stratigraphic units from Chicontepec Group predominantly sandstone horizons. The stratigraphy trap is mainly argillaceous rocks from the Guayabal Formation. The migration began at a critical moment to the east due to the Laramide Orogeny; through the lateral fault systems impregnating the lateral sandy bodies or outcropping.

Capítulo I

Generalidades

Capítulo I. Generalidades.

I.1 Introducción.

La Cuenca de Chicontepec corresponde con una zona petrolera que ha tenido un gran interés económico durante las últimas dos décadas, cubre un área aproximadamente de 11, 300 Km², está ubicada geológicamente dentro de la Provincia Tampico-Misantla y geográficamente en la parte centro-oriental de la República Mexicana, sobre la planicie costera del Golfo de México, en parte de los estados de Veracruz, Puebla, Hidalgo y San Luis Potosí.

El Campo Tajín se encuentra en la porción sur-este del Paleo-canal de Chicontepec, con un área aproximadamente de 181.93 km², con un relieve formado principalmente de llanuras y llanos.

I.2 Objetivos.

- Actualizar el modelo geológico-estructural en la zona que ocupa el Campo Tajín, utilizando la información disponible, considerando sus características sedimentológicas estratigráficas, estructurales y petroleras.
- Describir las principales características del sistema petrolero, considerando a la roca generadora, almacén, trampas, migración y sello.
- Conocer el potencial económico de los yacimientos del campo.

I.3. Localización.

La Cuenca de Chicontepec se encuentra al occidente de la Plataforma de Tuxpan (Faja de Oro), sobre la planicie costera del Golfo de México; al este de la Sierra Madre Oriental; al norte su límite es el Arco Tamaulipas y la Sierra de San Carlos, y en el sur por el llamado Macizo de Teziutlán, que se encuentra en la sierra al oeste del poblado de Misantla (Bitter, 1993). Las ciudades de mayor población cercanas a la cuenca son las de Tuxpan y Poza Rica de Hidalgo en Veracruz, Tulancingo en Hidalgo, y Teziutlán en Puebla.

La Cuenca de Chicontepec se ubica en la zona noreste de México; las coordenadas UTM al norte son 14Q 511847.79 m E- 2395743.67 m N y al sur con 14Q 733108.99 m E- 2205518.68 m N (figura 1.1). Las profundidades de los yacimientos varían entre los 800 y 2200 m. La cuenca tuvo su formación a principios del Paleoceno y continuó su relleno terrígeno hasta finales del Eoceno, donde la depresión topográfica fue rellenada con una columna sedimentaria marina, turbidítica, compuesta por conglomerados, areniscas, limolitas y lutitas con edades que van del Paleoceno al Eoceno inferior (Aguayo et al., 2006).



Figura 1.1. Localización de la Cuenca de Chicontepec. (PEMEX, 2005)

El Campo Tajín se encuentra en la Cuenca de Chicontepec y es administrado por el Activo Integral Aceite Terciario del Golfo (AIATG), se localiza a 8 Km del centro de ciudad de Poza Rica Veracruz, dentro del municipio de Coatzintla. Las comunidades más grandes que se encuentran en el área de este campo son las de El Tajín y Coatzintla. El campo se encuentra en el sector 7 administrativo, llamado "Sectores de Desarrollo y Optimización: Tajín-Corralillo", en la parte sureste del Paleocanal de Chicontepec (figura 1.2).

I. Generalidades.

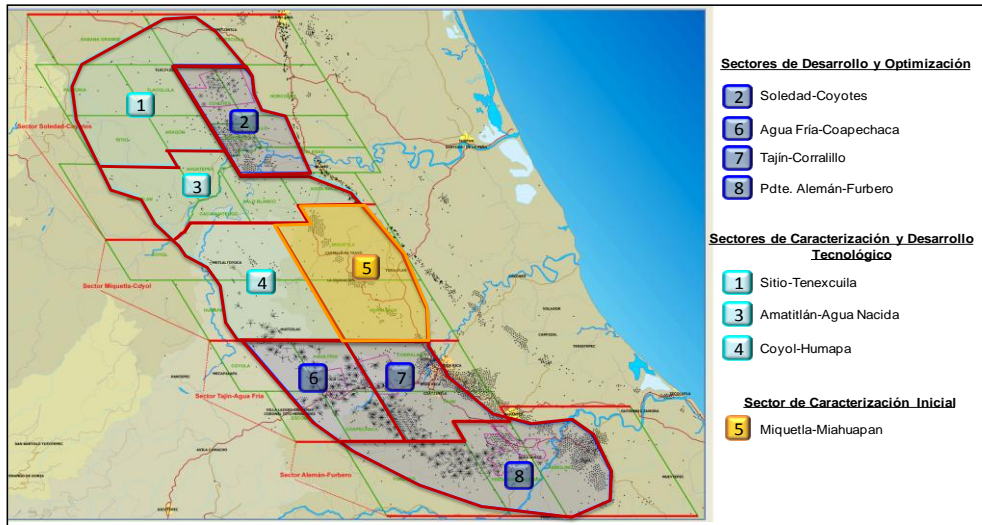


Figura 1.2. Ubicación de los ocho sectores en que se divide a Cuenca de Chicontepec, de acuerdo a al nivel de desarrollo de sus campos (PEMEX, 2005).

En la figura 1.3 se muestra la ubicación del Campo Tajín y la distribución de todos los campos que componen el proyecto de Chicontepec, mismo que está integrado por cinco áreas de exploración y abarca tres municipios de Puebla y nueve de Veracruz (PEMEX, 2005).

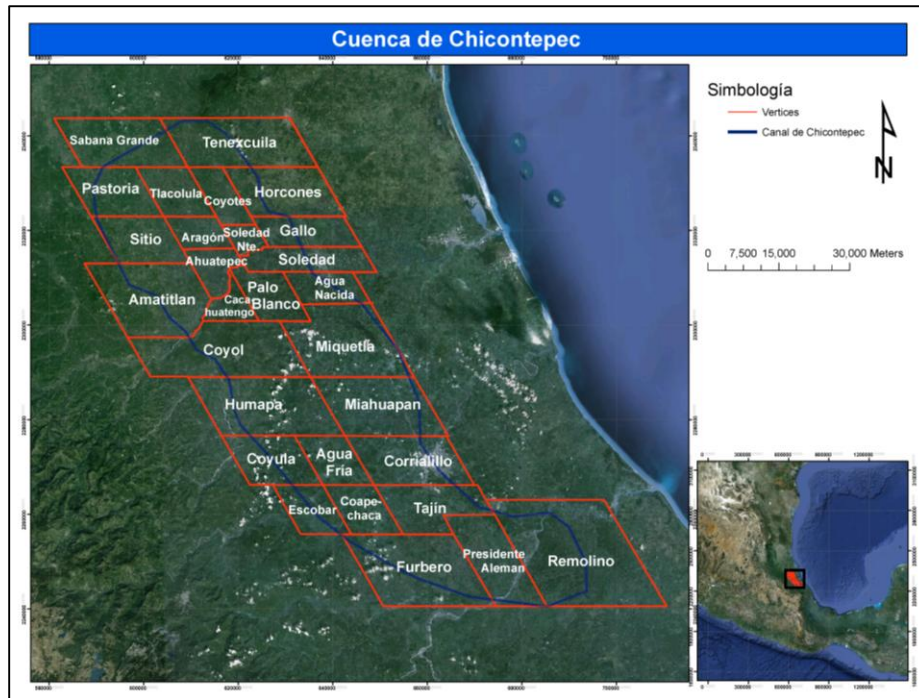


Figura 1.3. Distribución de los Campos dentro de la Cuenca de Chicontepec.

El campo Tajín se ubica en la porción sur-oriental del Paleocanal de Chicontepec (figura 3), en un área cubierta por un polígono de seis lados cuyas coordenadas UTM son en (x, y): 1(648712.69, 2266243.41), 2(670722.53, 2266338.68),

3(674229.14, 2260063.47), 4(663376.81, 2259956.46), 5(665503.32, 2255880.7) y 6(654856.47, 2255891.98) (figura 1.4).

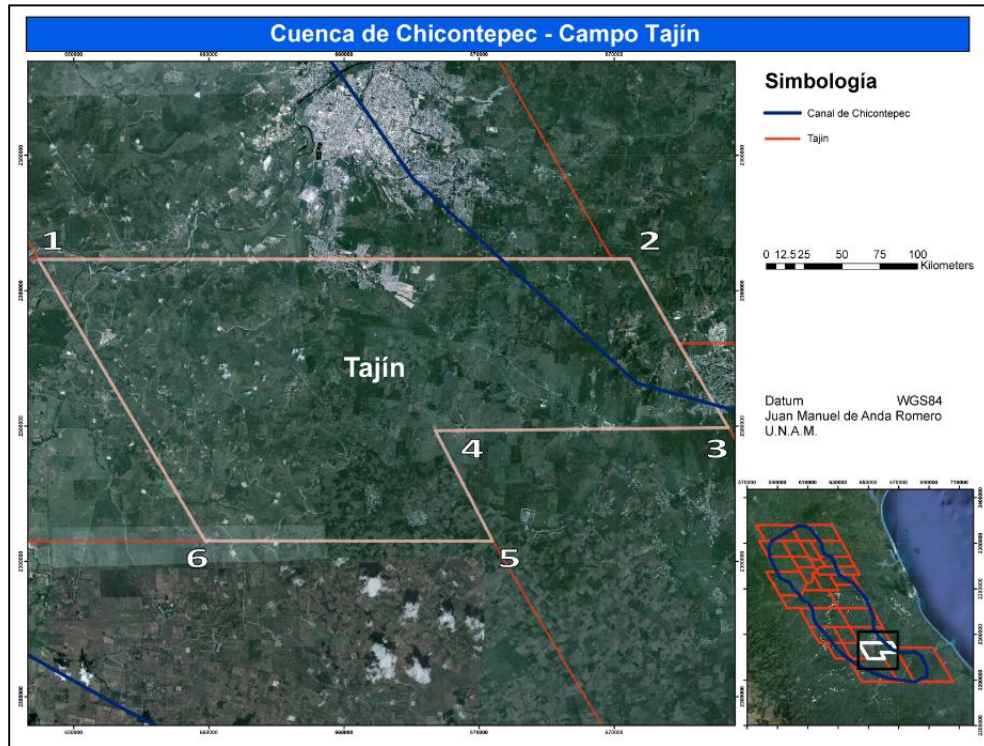


Figura 1.4 Ubicación del campo Tajín dentro de la Cuenca de Chicontepec

I.4 Vías de comunicación.

La región donde se encuentra ubicado el Campo Tajín tiene un buen desarrollo en cuanto a las vías de comunicación terrestres estatales y federales, estas vías son principalmente las que comunican a la ciudad de Coatzintla, Poza Rica de Hidalgo y Papantla. Al norte se tiene a la carretera México-180 Poza Rica - Veracruz, y ésta se desvía hacia el este; Al Oeste se encuentra la Carretera 130 Poza Rica de Hidalgo - Xicotepec de Juárez

Para llegar a la ciudad de Coatzintla desde la Ciudad de México se toma la carretera 132, al llegar a Huachinango se toma la carretera 130 hasta Poza Rica de Hidalgo, y tomando la carretera México 180 a aproximadamente 5 km se encuentra la ciudad de Coatzintla. Las ciudades que se cruzan son Tulancingo, Huachinango, Xicotepec de Juárez, y Poza Rica de Hidalgo, como se muestra en la figura 1.5.

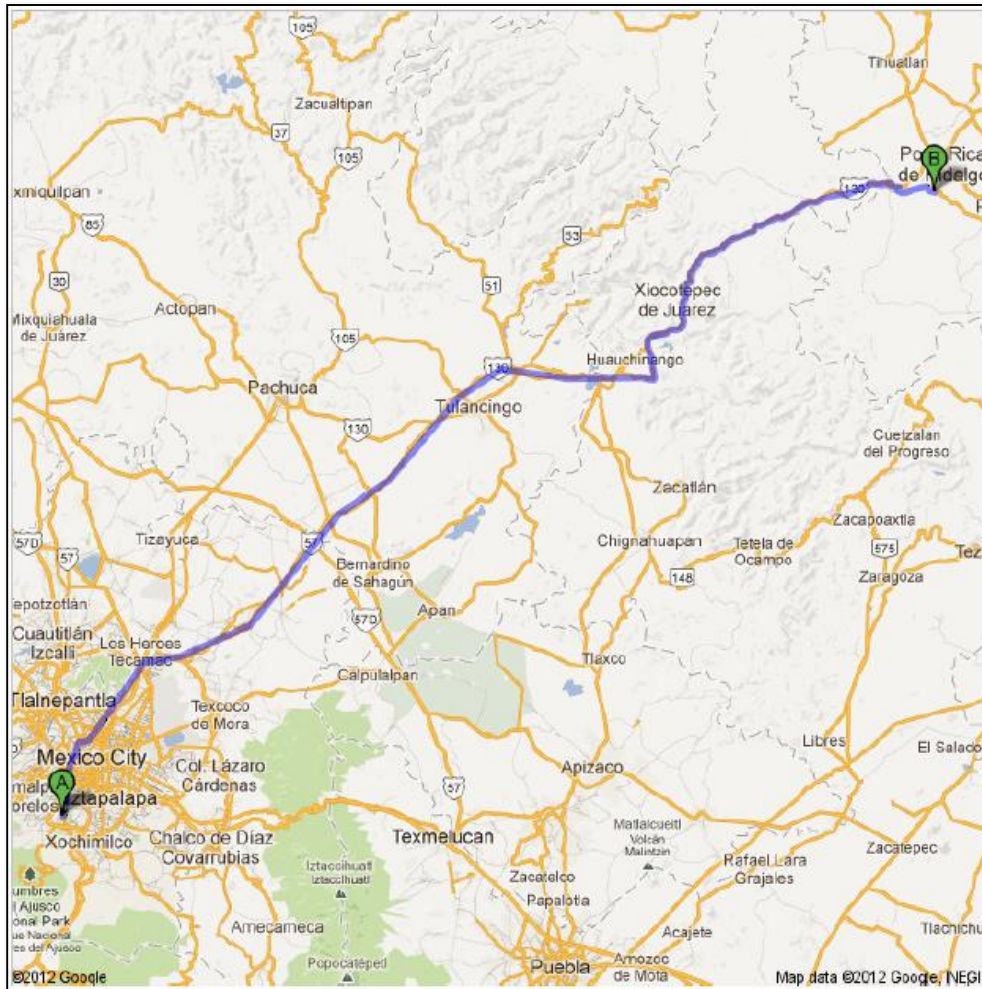


Figura 1.5 Principal vía de comunicación para llegar al Campo Tajín desde la Ciudad de México (Google Maps, 2012).

La vía de comunicación aérea más cercana es el Aeropuerto Nacional "El Tajín", que se ubica a 13 km de la ciudad de Poza Rica de Hidalgo, Veracruz.

I.5 Antecedentes Históricos.

En 1926, las empresas "El Águila" y "Stanford Oil Company", al perforar algunos pozos cuyos objetivos se encontraban rocas calcáreas cretácicas, descubrieron la presencia de hidrocarburos en las areniscas de la Cuenca de Chicontepec (Mayol, 2005), pero fueron abandonados pues no se consideraron rentables en ese tiempo. En julio de 1935, se logró explotar el primer yacimiento de hidrocarburos en el área de Chicontepec, aprovechando el pozo Poza Rica No. 8, el cual tenía un flujo de aceite intermitente debido a una permeabilidad muy baja.

Entre 1950 y 1970 se perforaron pozos exploratorios en los campos Presidente Alemán y Soledad, con resultados positivos en areniscas de la Cuenca de Chicontepec. La producción comercial en el Grupo Chicontepec inició en 1952 con

la explotación del Campo Miguel Alemán, la cual duró hasta 1970 con un total de seis pozos perforados. En 1971, se fracturó hidráulicamente el primer pozo petrolero en Chicontepec, incrementando su producción promedio de 13 a 75 BPD.

De 1974 a 1977, PEMEX continuó con la explotación de la Cuenca de Chicontepec indicando que sus dimensiones son de 123 km de longitud por 25 km de amplitud aproximadamente. De 1974 a 1981, se perforaron 49 pozos exploratorios, de los cuales 47 resultaron productores, incorporando importantes volúmenes de reservas nacionales. En la década de los 70 del siglo pasado, se desarrollaron los campos Soledad y Soledad Norte, ubicados al norte de la cuenca; en los años 80's se agregaron los campos Tajín y Agua Fría, y en 1990 el campo Escobal (Mayol, 2005), (Figura 1.6).

AÑO	CRUDO (en millones de barriles)	GAS NATURAL (en miles de millones de pies cúbicos)
1971	3,288	11,396
1972	3,234	10,969
1973	3,106	10,752
1974	3,269	10,811
1975	3,541	11,185
1976	3,954	11,924
1977	6,436	19,403
1978	10,428	27,862
1979	28,407	58,935
1980	30,616	61,217
1981	44,161	64,511

Figura 1.6. Reservas probadas de petróleo crudo y gas natural de 1971 a 1981. Se denota el aumento de reservas en 1979 (Modificado de Nava et al, 2001).

En 1999 "DeGolyer and MacNaughton" certificó un volumen original de 139,000 MMBPCE, con una reserva 2P de 9,000 MMBPCE para Chicontepec (PEMEX, 2005). Actualmente se han perforado aproximadamente 2,026 pozos a lo largo de la cuenca, de los cuales 905 están cerrados y 1,121 produciendo; se encuentran distribuidos en 29 campos; de estos, Coyotes, Soledad, Miquetla, Aragón, Agua Fría, Tajín, Coapechaca, Amatitlán y Horcones, se encuentran parcialmente desarrollados y Campo Soledad Norte, ya desarrollado. Además se tienen nuevas áreas de oportunidad a mediano plazo, considerando la disponibilidad de las instalaciones superficiales, calidad del aceite, espesor de los yacimientos, índice de productividad y profundidad de los yacimientos.

El sector Cerro Azul-Naranjos ha tenido una producción histórica moderada, sin embargo, se tiene una importante área de oportunidad ya que en este sector se encuentra prácticamente el 50% de las reservas, distribuidas en los campos Amatitlán, Profeta, Tzapotempa, Vinazco, Aragón, Coyotes y Horcones entre otros. Estos campos tienen un gran potencial y podrían incrementar la producción

a largo plazo a niveles de 300 BPD de aceite ligero con una densidad entre 35 y 45° API (figura 1.7).

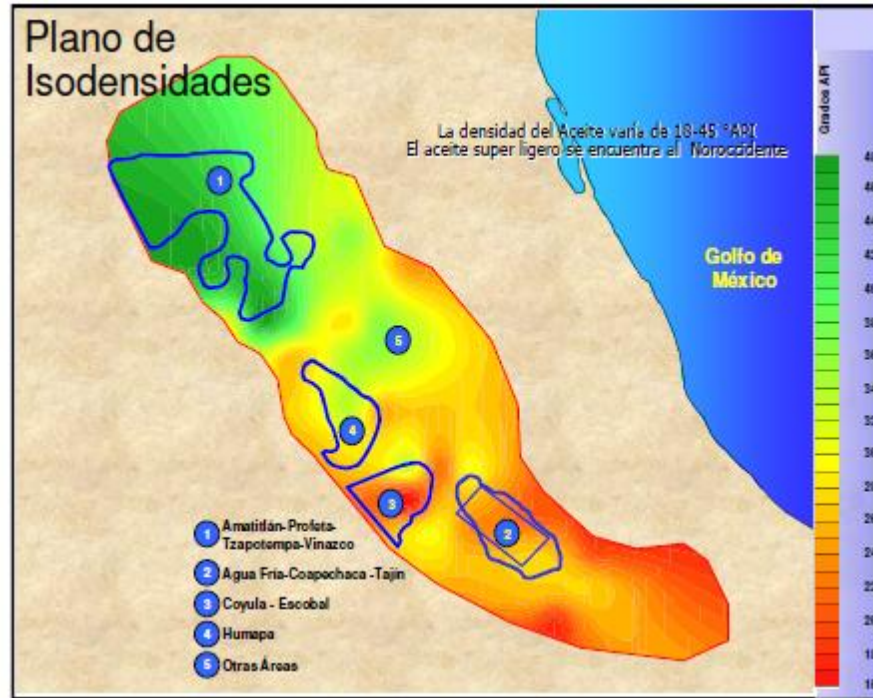


Figura 1.7. Áreas de interés petrolero y densidad de aceite de la Cuenca de Chicontepec (PEMEX, 2005).

I.6 Orografía.

El campo Tajín se encuentra ubicado en la zona centro-oriental del Estado de Veracruz, en las inmediaciones del conjunto montañoso de la Sierra Madre Oriental, el sector poniente del área se conoce localmente como Sierra de Papantla; la topografía es irregular, con cerros de poca altura y con predominancia de valles. Pertenece a la provincia Llanura Costera del Golfo Norte que corresponde a la subprovincia de llanuras y lomeríos con planicies aluvio-fluviales. El declive de la provincia es una suave pendiente que cambia de oeste a este hasta llegar a la línea de costa.

I.7 Hidrografía.

En el área del Campo Tajín se encuentran pequeños ríos que son tributarios de los ríos Tecolutla y Texistepec; también se tienen arroyos tributarios como el Tlahuanapa, Santa Águeda y Poza Verde.

I.8 Clima.

El clima es cálido-regular con temperaturas promedio de 20.8° C, con una precipitación pluvial media anual de 1,160 mm (Enciclopedia de los Municipios de México, 2012).

I.9 Características de los Municipios.

I.9.1 Coatzintla.

Principales Ecosistemas.

Coexisten la selva alta perennifolia con especies como el calahuate, laurel, jonote, cedro, caoba y acahuales. Está compuesta por poblaciones de conejos, mapaches, armadillos, ardillas y zorrillos

Recursos Naturales.

Su riqueza sobresale en las maderas preciosas que se obtiene de árboles como la Ceiba y el Cedro. Además de los yacimientos petroleros (aceite y/o gas) explotados en la región.

Características y uso del Suelo.

Su suelo es de tipo luvisol y vertisol, el primero se caracteriza por su acumulación de arcilla en el subsuelo, el segundo presenta grietas anchas y profundas en época de sequía, son suelos duros y arcillosos susceptibles a la erosión. Se utilizan en un buen porcentaje para la agricultura y ganadería.

I.9.2 Papantla.

La ciudad de Papantla se ubica dentro de la provincia fisiográfica denominada Llanura Costera del Golfo Norte, dentro de la subprovincia de llanuras y lomeríos con llanos (INEGI, 1988). Se caracteriza por tener valles, llanuras, lomeríos y cordones serranos bajos.

La ciudad de Papantla está construida sobre una secuencia sedimentaria y volcánica sedimentaria de la era Cenozoica del periodo Neógeno Superior (Mioceno). Está constituido predominantemente por lutitas y areniscas.

Principales Ecosistemas.

Los ecosistemas que coexisten en el municipio son el de bosque tipo subtropical perennifolio, con especies de árboles como jonote, laurel, palo mula, cedro, ceiba

y algunas variedades de la familia de las leguminosas, donde se desarrolla una fauna compuesta por poblaciones de armadillos, conejos, tejones, mapaches, tlacuaches, coyotes, ardillas, palomas, codornices, gavilanes; víboras de cascabel, coralillo mazacuatas y nauyacac.

Recursos Naturales.

En cuanto a recursos naturales se tienen 147 pozos petroleros en explotación, 17 Km de playas vírgenes, un 14% de zona boscosa con árboles de maderas preciosas, 75% de pastizales y zonas agrícolas.

Características y Uso del Suelo.

El suelo es de tipo feozem, regosol y vertisol. El 68% del territorio municipal es dedicado a la agricultura, 11% a la ganadería, 13% a viviendas, 4% al comercio y 4% de oficinas y espacios públicos.

I.9.3 Poza Rica de Hidalgo.

Principales Ecosistemas

Los ecosistemas que coexisten en el municipio son el de bosque mediano perennifolio con especies de guarambo, jonote, guanactle y sangrado, donde se desarrolla una fauna compuesta por poblaciones de conejos, armadillos mapaches, tlacuaches, tejones y coyotes.

Recursos Naturales

Cuenta con yacimientos de petróleo y gas natural además de la industria petroquímica.

Características y Uso del Suelo

Su suelo se clasifica en vertisol, que representa grietas anchas y profundas en época de sequía. Se utiliza para la agricultura, la ganadería y para asentamientos humanos, tanto para vivienda como para zonas industriales.

Capítulo II

Estratigrafía

Capítulo II. Estratigrafía.

La columna estratigráfica que aflora y/o que se encuentra en el subsuelo de la Cuenca de Chicontepec está compuesta por veinte formaciones geológicas; tres del Periodo Jurásico, siete del Cretácico y diez del Cenozoico, siendo estas últimas las que representan el relleno de la cuenca. El basamento cristalino es del Pérmico-Triásico, la Formación Huizachal del Triásico, las formaciones Huayacocotla, Cahuastas, Tenexcate, Huehueteppec, Tepéxic, Santiago y San Pedro (del Jurásico Inferior y Medio), debido a que se encuentran en horizontes estratigráficos más bajos, es decir, son unidades más antiguas, pues la erosión de los paleocanales de Chicontepec no las alcanzaron (figura 2.1).

SIS-TE-MA	SERIE	FORMACIÓN	
		AREA NORTE	AREA SUR
PALEOGENO	OLIG. SUP.	HORCONES	PALA REAL SUPERIOR
	OLIG. INF.	ALAZAN	PALMA REAL INFERIOR
	EOCENO SUP.	TANTOYUCA	CHAPOPOTE
	EOCENO MED.	GUAYABAL	
	EOCENO INF.	ARAGON	CHICONTEPEC SUPERIOR / CANAL
	PALEOCENO SUPERIOR	CHIC. MED.	
	PALEOCENO INF.	CHICONTEPEC INF.	
CRETACICO		VELASCO BASAL	
	SUPERIOR	MENDEZ	
		SAN FELIPE	
		AGUA NUEVA	
MEDIO	TAMAPULIPAS SUP.	TAMABRA	
INFERIOR	TAMAULIPAS INF.		
JURA-SICO	SUPERIOR	PIMIENTA	
		TAMAN	SAN ANDRES

Figura 2.1. Columna Estratigráfica del Paleocanal de Chicontepec (Modificado de Mayol, 2005).

Las formaciones de mayor interés que se encuentran dentro del área de estudio son el Grupo Chicontepec, Aragón, Guayabal y Tantoyuca, pues estas son las formaciones que están más ligadas a las rocas almacenadoras y sello del sistema petrolero.

Desde el Paleoceno al Eoceno Inferior se tiene una secuencia sedimentaria compuesta por las formaciones del Grupo Chicontepec, que fueron estudiadas por primera vez, según Contreras (1979), por Cummins a inicios del siglo XX, pero nunca publicó sus estudios. Dumble, en 1918, fue quien describió como Formación Chicontepec, la que posteriormente sería dividida para formar el "Grupo Chicontepec". Nutall (1930), dividió a la secuencia en tres miembros: Chicontepec Inferior, Medio y Superior. Esta división es la que aun se utiliza por la

diferenciación que se puede hacer con los registros geofísicos de pozos, micropaleontología, con secciones y cubos sísmicos.

Los afloramientos del Grupo Chicontepec se presentan desde el sureste de San Luis Potosí hasta el oriente de Teziutlán, Puebla, paralelo a la margen oriente de la Sierra Madre Oriental. La localidad tipo se encuentra a 2.5 km al este de la población de Chicontepec de Tejeda, Veracruz, donde está compuesta por una alternancia de areniscas arcillosas con limolitas y lutitas, gris verdosas con estratificación rítmica e intercalaciones delgadas de margas arenosas de color gris oscuro (Nava y Alegría, 2001).

El Grupo Chicontepec se divide en 3 biozonas (figura 2.2), que se consideran como formaciones individuales, pues cumplen con las características estratigráficas para poder separarlas y cartografiarlas. Se dividen en Inferior o Basal, Medio y Superior o Canal. Las dos primeras corresponden a la edad de Selandiano-Thonetiano, dentro del Paleoceno Superior, mientras que Chicontepec Superior es del Ypresiano, del Eoceno Inferior.

Los sedimentos que rellenan la cuenca de Chicontepec se caracterizan por ser de origen turbidítico, siendo depositadas por corrientes submarinas que erosionaron el sustrato para dar forma a la cuenca y después hubo un depósito volumétricamente importante en las depresiones formadas por la erosión (paleo-cañones) en abanicos submarinos (Aleman, 1980). La cuenca presenta diferencias mineralógicas pues estaba controlada por múltiples áreas de aporte de sedimentos, en general, la mayor parte de las areniscas están constituidas por 45% de cuarzo, 4% de feldespatos, 30% de fragmentos líticos (Calcáreos, areniscas retrabajada y volcánicos), 15% de matriz arcillosa, 5% de bioclastos y 1% de micas; que en general corresponden con litarenitas según la clasificación de Folk, aunque también se encuentran grauvacas. Cabe mencionar que es común la presencia de calcita como cementante en los dos casos.

Estas arenitas líticas son pobremente clasificadas, varían de un grano fino a medio, aunque existen gruesos en menor medida. Tiene una matriz principalmente de minerales arcillosos de caolinita, illita y clorita; contiene un cementante de carbonato de calcio y en menor medida de sílice.

En general se tienen dos minerales principales, estos son cuarzo y calcita, en porcentajes equivalentes, además de arcilla y plagioclasas y en menor porcentaje dolomita, ankerita y feldespato (figura 2.3). La cantidad de arcilla no es tan alta en los intervalos arenosos. Se observa que hay tres tipos de arcilla presentes, con mayor porcentaje de illita y caolinita, y en menor porcentaje clorita. No se cuenta con láminas delgadas o fotografías SEM del Campo Tajín para verificar el tipo de distribución de arcilla.

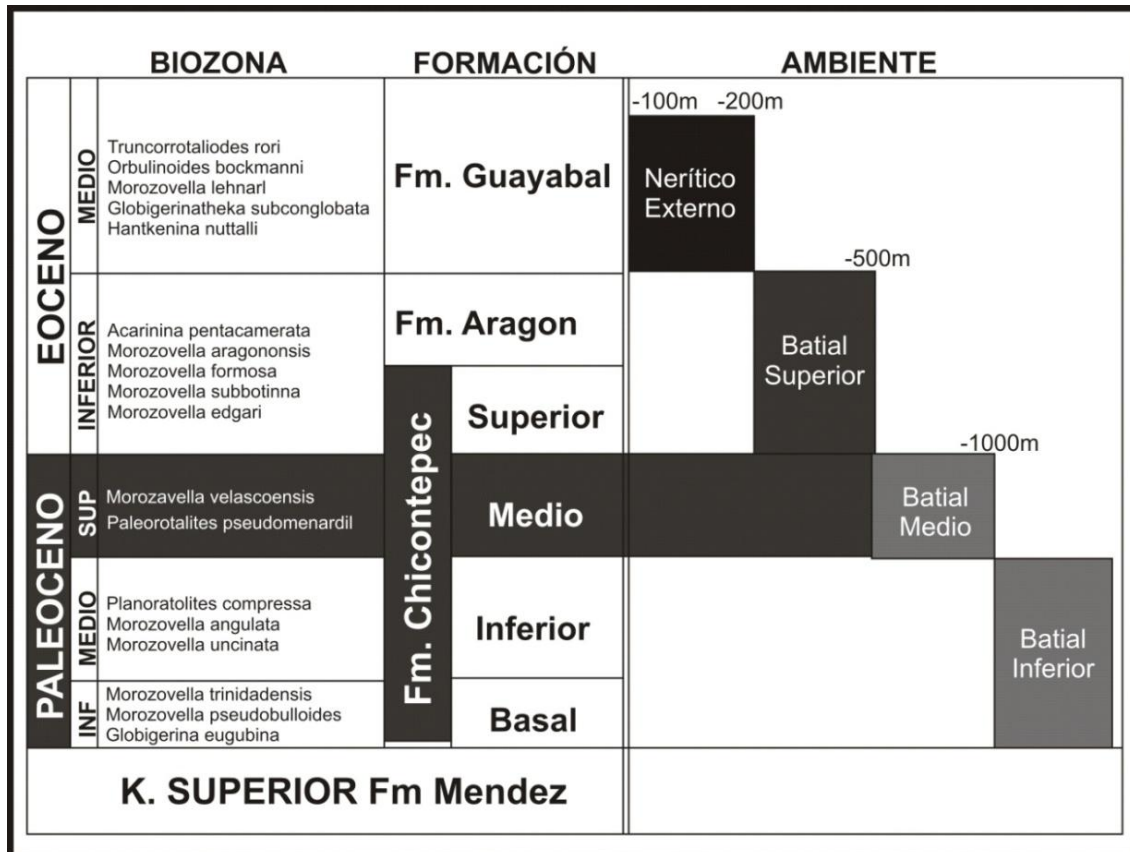


Figura 2.2. Principales biozonas y ambientes de depósito del Grupo Chicontepec (PEMEX, 2005).

TAJ-434		TAJ-434	
MINERALES	MEDIA	ARCILLA TOTAL	MEDIA
Cuarzo	38.35	Ilita +Mica	2.9
Feldespato	0.51	Caolinita	2.5
Plagioclasa	7.1	Clorita	0.9
Calcita	40.41	TOTAL	6.3
Ankerita	0.8		
Dolomita	4.3		
Arcilla Total	7.7		
PIRITA	0.7		
TOTAL	99.85		

Figura 2.3. Porcentaje de minerales en las areniscas del Campo Tajín.

La distribución de los sedimentos está marcada por las dimensiones de lo que fue la cuenca y los canales asociados; fuera de este margen se encuentran areniscas y lutitas correspondientes a la Formación Velazco (Alemán, 1980).

La profundidad de los depósitos tuvo variaciones de norte a sur, desde 400 hasta 2400 m bajo el nivel del mar y el espesor de las formaciones varía desde 0 m hasta 2500 m, de los bordes hasta el centro de la cuenca (Alemán, 1980); por otro

lado, Contreras (1979) reporta un espesor máximo de 3 300 m para todo el grupo en el depocentro, al norte del Campo Tajín.

A continuación se describen brevemente las formaciones que alteran o que se encuentran en el subsuelo de la Cuenca de Chicontepec, de la más antigua a la más joven:

II.1 Formación Tamán.

Se reporta que se cortó en algunos pozos de la Cuenca de Chicontepec y en los pozos perforados en las márgenes de Plataforma Valles-San Luis Potosí; se define como una secuencia de calizas bien estratificadas, de color negro, de grano fino y microcristalinas, con intercalaciones de lutita negra. Incluyen una alternancia de lutitas calcáreas color negro, carbonosas, con caliza arcillosa de color gris oscuro, en estratos con espesores de 40 a 50 cm; las lutitas tienen espesores de 10 a 15 cm, con tonos rojizos por intemperismo (Nava *et al*, 2001).

Contiene algunos estratos de biomicrita con organismos pelágicos, como radiolarios, equinodermos y *Rhaxella*. Su macrofauna permitió establecer su edad, la que corresponde al Kimmeridgiano-Oxfordiano (Nava *et al*, 2001).

Se considera una unidad con un gran espesor (alrededor de 700 m) en las paleodepresiones, sin embargo, sus espesores disminuyen notablemente hacia las partes altas del paleorelieve, e incluso hasta desaparece. Esta unidad cambia de facies lateralmente con la Formación San Andrés.

II.2 Formación San Andrés.

Fue definida por Cantú en 1971, la cual aflora en el sureste de la Cuenca de Chicontepec, es considerada como la última formación junto con la Formación Tamán que fue erosionada por el Paleocanal de Chicontepec (Mayol, 2005). Está compuesta por grainstone de oolitas, peletoides, bioclastos e intraclastos. Campa (1970), la describe como calcarenitas porosas, con cambio de facies de calizas micriticas a calizas calcareníticas, en lentes o franjas. La divide en dos partes, la superior, formada por más del 70% de calizas calcareníticas, compuestas de intraclastos y pellets en diferentes combinaciones dentro de un cementante de espatita; son de color café oscuro por impregnación de aceite. La inferior está constituida en más del 60% de calizas oolicalcareníticas con cementante de espatita y a veces en matriz de micrita. Además presenta algunos estratos de dolomías y de areniscas feldespáticas cementadas con calcita (Nava *et al*, 2001).

Se considera de edad equivalente a la Formación Tamán, del Jurásico Superior (Kimeridgiano-Titoniano), (Mayol, 1998), y también se correlaciona con la formación Chipoco, la cual corresponde con una roca sello (PEMEX, 2000).

II.3 Formación Pimienta.

La litología de la localidad tipo se compone de una secuencia de calizas de color gris oscuro en capas delgadas con bandas de pedernal. Se reportan, también, calizas mudstone-wackestone y calizas arcillosas de color negro a gris oscuro, intercaladas con capas delgadas de lutitas calcáreas y lutitas laminares negras, con abundante materia orgánica; contiene lentes de pedernal negro. Los estratos de carbonatos se distinguen por contener gran cantidad de foraminíferos, además, también se tiene un horizonte de 50 cm de espesor de coquinas con abundantes amonitas dentro de las calizas arcillosas de color negro, que afloran cerca de Tepatlán, Puebla (Nava *et al*, 2001).

La edad de esta formación es Kimmeridgiano-Tithoniano, marcando el límite J-K, edad que fue obtenida por el contenido faunístico que incluye especies como: *Calpionella alpina*, restos de equinodermos y tintínidos (Nava *et al*, 2001)..

II.4 Formación Tamaulipas Inferior.

Fue definida por Stephenson en 1921 y descrita más ampliamente por Muir en 1936. Superficialmente se encuentra aflorando al sur de la paleopenínsula de Tamaulipas, en el este - centro de la Sierra Madre Oriental y en el sector transversal.

La litología está compuesta de calizas wackestone y mudstone de color gris y gris oscuro, con microfósiles planctónicos; incluye lentes y bandas de pedernal gris oscuro a negro, además presenta intercalaciones de lutitas negras laminares. Contiene en su parte basal grainstone (calcarenítico) con oolitas, bioclastos y peletoides, seguidos por un wackestone con horizontes bentoníticos, después se compone de wackestone grueso con oolitas, de color gris y disseminaciones de hematita. El espesor de los estratos varía de 0.6 a 2.20 m y el espesor promedio de la formación es de 400 metros (Nava *et al*, 2001).

Para Mayol (2005), el contacto superior es con la Formación Tamaulipas Superior, en otros sitios la unidad está truncada por el Paleocanal, por lo que su contacto es discordante con la Formación Chicontepec. Para PEMEX, en el 2000, el contacto es referido a un contacto por cambio de facies con la Formación El Abra; en algunos sitios se presenta en concordancia con la Formación Otates, esta última es la que subyace a la Formación Tamaulipas Superior.

II.5 Formación Tamaulipas Superior.

Se compone de calizas mudstone y wackestone de color gris en estratos delgados con bandas y lentes de pedernal negro; su espesor varía de 60 a 400 metros.

La Formación Tamaulipas Superior sobreyace concordantemente a la Formación Otates, cambia de facies con la Formación Tamabra y El Abra al sur de la Provincia Tampico-Misantla; subyace concordantemente a la Formación Agua Nueva. Por su microfauna reportada se le asigna una edad del Albiano-Cenomaniano, ya que contiene micro y microfósiles tales como: *Rotolispota* sp., *Colomiella recta*, *Nannoconus Truitti*, *Calciesphaerula innominata*, *Inoceramus comancheanus*, *Microcalamoides diversus*, *Praeglobotruncana aptiensis*, *Pithonella ovalis*, *Munuanicera suddeni*, *Kingena wacoensis* (Nava et al, 2001).

Su ambiente de depósito corresponde a facies de cuenca con influencia volcánica, ya que contiene material bentonítico y tobáceo, proveniente de la actividad volcánica del arco magmático del occidente. Se correlaciona con las formaciones El Abra y Tamabra en la Provincia de Tampico-Misantla, con la Formación Orizaba en la Cuenca de Veracruz (Plataforma de Córdoba), con la Formación Teposcolula de la Cuenca de Tlaxiaco, con la Formación Morelos de la Cuenca Guerrero-Morelos. Se le considera roca almacenadora dada su buena porosidad secundaria por fracturamiento, en especial en la zona de Ébano y Pánuco.

II.6 Formación El Abra.

Fue definida por Power en 1925. Su distribución es amplia en el subsuelo de la Provincia Tampico-Misantla (Salas, 1949), sin embargo Mayol (2005), no la incluye para la columna tipo de la Cuenca de Chicontepec, ya que su distribución es hacia el oriente.

Es una secuencia compleja de facies de plataforma, en la que se tienen depósitos de post-arrecife de laguna interna y de arrecife; en su facies lagunar se compone de una potente sección de mudstone a packstone de miliólidos y bioclastos, color gris claro, con dolomías y evaporitas; Se caracteriza por presentar abundancia de bioclastos, intraclastos y fósiles que se encuentran localizados en mayor o menor proporción en una matriz micrítica (wackestone) o bien cementados por calcita espática (grainstone), a veces, la matriz esta recristalizada dando la apariencia de cementante (Nava et al, 2001).

II.7 Formación Tamabra.

Su nombre se originó de la conjunción de las palabras Tamaulipas y el Abra, que son equivalentes en tiempo en el área de Tamaulipas, se compone de un conjunto litológico constituido por brechas de carbonatos, es decir, son rocas clásticas de talud (dolomitizadas o parcialmente dolomitizadas). Se constituye de fragmentos de rocas derivadas de organismos arrecifales, como corales, algas, moluscos y rudistas; consisten de brechas intraformacionales con fragmentos de packstone y grainstone, mudstone de foraminíferos y dolomías microcristalinas. Esta formación se divide, en el Campo Poza Rica, en miembro superior (zona de calcarenitas

biógenas) y un miembro inferior (zona de calcirruditas biógenas y dolomías), (Nava *et al*, 2001).

El espesor promedio de esta secuencia es de 200 metros para la zona de Poza Rica, aunque localmente los espesores pueden ser mayores, por ejemplo Salas (2001), reporta 370 metros para un pozo cerca de Poza Rica, Veracruz;

Su edad Albiano-Cenomaniano, se confirma basándose en su posición estratigráfica y por su contenido faunístico de especies planctónicas y bentónicas como: *Stomiosphaera conoidea*, *Microcalamoidesdiversus*, *Nannoconus minutus*, (Nava *et al*, 2001).

Su ambiente de depósito es el de talud, representando la facies intermedia entre depósitos de arrecife y mar abierto.

II.8 Formación Agua Nueva.

La unidad estratigráfica consiste de una alternancia de mudstone, wackestone con nódulos y bandas de pedernal; contiene intercalaciones de lutitas carbonosas y cuerpos de margas bentoníticas. Los estratos son delgados y medios en la base y laminares en la parte media y superior. Incluyen mudstone y calizas arcillosas, biógenas y bandeadas, wackestone gris claro con nódulos y bandas de pedernal negro. En algunas localidades presenta intercalaciones de lutitas calcáreas laminares, con mudstone-wackestone de color gris, ligeramente arcilloso con abundantes nódulos de pedernal negro; las lutitas son de color gris verdoso de aspecto laminar (Nava *et al*, 2001).

El espesor promedio de la unidad es de 240 metros. Subyace transicionalmente a la Formación San Felipe, es concordante en su contacto inferior con la Formación Tamaulipas Superior. Su edad es Turoniano aunque en algunas porciones es Cenomaniano Superior- Turoniano, caracterizada por el siguiente contenido faunístico: *Calcisphaerula Innominata Inoceramus Labiatus, Rotalipora appenninica, Marginotruncana indica, Globotruncana helvetica* (Nava *et al*, 2001).

II.9 Formación San Felipe.

Su litología dominante es mudstone y wackestone bentoníticos, con escasos nódulos de pedernal; alterna con capas de lutitas color gris claro a gris verdoso, con material glauconítico.

Su espesor va de 50 hasta 330 metros, aunque en Poza Rica, Veracruz, se reportan espesores en subsuelo de 50 a 150 metros.

Sobreyace en forma concordante a la Formación Agua Nueva y discordantemente a la Formación Tamaulipas Superior; subyace concordantemente a la Formación Méndez. Algunas especies del amplio contenido faunístico que contiene son las siguientes: *Globotruncana lapparenti*, *Heterohelix globulosa*, *Inoceramus unduloplicatus*, *Ostrea plumosa*, *Globotruncan afornicata*, *Marginotruncana difformis*, lo que permite asignarle una edad Coniaciano-Santoniano (Nava et al, 2001).

II.10 Formación Méndez.

Se compone de una secuencia de lutitas y margas de color gris y gris verdoso, que llegan a alternar con capas de bentonita blanca; incluyen calizas arcillosas de color gris, lutitas en parte bentoníticas en capas delgadas. El espesor de la Formación Méndez varía desde 100 metros hasta 1000 m aproximadamente. Es de edad Campaniano Superior-Maastrichtiano, siendo la última formación del Periodo Cretácico que erosionaron los paleocanales de la Cuenca de Chicontepec.

Por su contenido faunístico, compuesto de *Globotruncana conica*, *Globotruncan abuloides*, *Heterohelix ctieneuxiae*, *Globotruncana ventricosa*, *Planulina dayi*, *Clavulinoide strilaterata*, entre otros, y por su posición estratigráfica, se confirma que su edad corresponde al Campaniano- Maestrichtiano (Nava et al, 2001).

II.11 Formación Velazco.

Se compone de lutitas de color gris, verde, algunas capas son calcáreas y otras se componen de bentonita verde, con interestratificaciones de areniscas calcáreas en capas delgadas. Al sur de la Cuenca de Chicontepec, la Formación Velasco consiste de margas de color gris, gris-verde, con capas muy delgadas de bentonita, cenizas y arenas. Presentan en ocasiones horizontes de anhidritas, huellas de oleaje y anélidos; al este de la Faja de Oro la Formación Velasco está representada por lutitas de color verde, el espesor promedio es de 140 m (Nava et al, 2001).

Al oeste de Ébano-Pánuco se compone de dos miembros distintivos por su contenido faunístico:

II.11.1 Velazco Basal.

Esta biozona se caracteriza por el predominio de ejemplares de la familia Globigerinidae, con un porcentaje muy elevado de *Globigerina cretacea* d'Orbigny. Otros ejemplares fósiles reportados son: *Globorotalia velascoensis*, *Globorotalia compresa*, por lo que su edad se con el Paleoceno Inferior. La fauna en su mayoría es pelágica, con algunos bentónicos que indican aguas más profundas

que el de la Velazco Superior, en un ambiente que corresponde con mar abierto. El espesor máximo de esta biozona es de 90 metros. Otro conjunto faunístico está representado por un “limo de *Globigerina*”, constituido en su mayor parte por *Globigerina cretacea* d’Orbigny (Nava et al, 2001).

II.11.2 Velazco Superior.

Su fauna es planctónica y bentónica que corresponde a condiciones batiales y neríticas con profundidades variables hasta cerca de 700 metros. En esta biozona predominan las familias de Globorotaliidae y Globigerinidae, que constituyen hasta un 60% del conjunto faunístico, y en menor proporción *Globorotalia membranacea* (Ehrenberg), (Congreso Geol. Int., exc. C-16, 1956).

Por sus características litológicas se considera roca sello.

II.12 Formación Chicontepec Inferior.

Está constituida principalmente de lutitas suaves, grises, ligeramente arenosas con tonos verdosos y café, con contenidos moderados de bentonita blanca y verde; están intercalados con areniscas arcillosas grises de grano fino, presentan impregnación de aceite residual en las capas arenosas y en las fracturas (Pérez, 1990; Alemán, 1980).

Sus principales afloramientos están en la parte norte de la cuenca, desde Huejutla hasta el Norte del Arroyo Tanlajas, y a lo largo de la carretera de México-Poza Rica en los kilómetros 229, 256 y 261. También se pueden encontrar entre La Ceiba y la comunidad del Pozo, Puebla.

Se ha encontrado espesores de hasta 1,000 m por medio de los pozos perforados en el depocentro de la cuenca, tienen un amplio contenido faunístico dentro de las que destacan las especies: *Anomalina velascoensis*, *Morozovella*, *Globorotalia wilcoxensis*, *Nuttalides florealis* y *Spiroplectamina grzybowskii*; por lo que se estima una edad del Paleoceno Superior (Nava et al, 2001).

El depósito ocurrió a una profundidad mayor a 1 000 m, causado por el continuo levantamiento de la parte occidente y el basculamiento en el oriente provocado por la Orogenia Laramide, que levanta la Sierra Madre Oriental y aportó gran volumen de sedimentos de diferente granulometría y composición al erosionarse y ser transportados como abanicos submarinos.

Esta es considerada roca sello por sus facies arcillosas aunque si llega logra presentar algunos horizontes arenosos aislados capaces de conformar rocas almacenadoras.

II.13 Formación Chicontepec Medio.

Está compuesta por lutitas y areniscas de color gris verdes, gris y café con contenidos de bentonita con impregnaciones de aceite en las formaciones arenosas (Pérez, 1990). En algunas localidades se caracteriza por la presencia de fragmentos de caliza, areniscas conglomeráticas, con alternaciones de areniscas compactas oscuras de grano fino a medio (Nava y Alegría, 2001).

Se caracteriza por su contenido faunístico como los fósiles: *Chiloquimbelina critina*, *Morozovella*, *Chilestomella sp*, *Bulimina trihedra*, *Globigerina velascoensis* y *Gümbelina globulosa*; con ello se le asigna la edad de Paleoceno Superior.

En el contacto superior es concordante en algunos sitios pero también muestra discordancias con las formaciones Chicontepec Superior y Aragón; de igual manera el contacto inferior es discordante. En el ambiente de depósito predominó los abanicos submarinos progradantes con batimetrías de aguas profundas, con la diferencia en la magnitud de los periodos de aporte, esto se interpreta por presencia de cuerpos arenosos más continuos con alternancia de sedimentos arcillosos (Nava et al, 2001).

Es considerada roca almacén pues sus horizontes arenosos presentan moderadas porosidades y permeabilidades.

II.14 Formación Chicontepec Superior.

Está compuesta por lutitas y areniscas de color gris claro a gris oscuro, de grano fino a medio con impregnación de aceite residual en varias localidades donde aflora y esta fracturada o fallada (Alemán, 1980). Presenta estructuras primarias como laminación cruzada, canales de corte y relleno, rizaduras de corrientes y huellas de carga. Esta unidad es rica en lodo de arcilla y limos, su espesor promedio es de 400 m.

Se infiere que estos sedimentos se depositaron en la cuenca donde existía una batimetría entre 500 y 1 000 m, con gran aportación de los flujos turbidíticos en el proceso de basculamiento de la cuenca, los organismos bentónicos dominaban pues era un ambiente no tan profundo. Los fósiles reportados pertenecen al Eoceno Inferior tales como: *Globigerina pseudobulloides*, *Trochammina diagonis*, *Globorotalia rex*, entre otros (Nava et al, 2001).

Es considerada roca sello por su contenido arcilloso; en sus horizontes arenosos se tienen regulares posibilidades de contener hidrocarburos en los rellenos de canal, zonas de desborde y en los lóbulos (Nava y Alegría, 2001; Pérez, 1990).

II.15 Formación Aragón.

Su composición está definida por lutitas color gris claro, oscuro y verdoso (Nuttall, 1930). Presenta estratificación bien marcada por laminación causada por intercalaciones de bentonita. En la parte inferior de la formación existen horizontes de areniscas y nódulos calcáreos pequeños. Su litología es similar a la de la Formación Chicontepec Superior, lo cual hace difícil su separación aunque es de diferente ambiente sedimentario por lo que difiere en sus estructuras sedimentarias; tiene un espesor que varía entre 80 y 325 m (Nava y Alegría, 2001). Se acumuló en una plataforma clástica recibía aportes terrígenos de los elementos exhumados inestables procedentes de la Sierra Madre Oriental.

Es de la edad del Ypresiano (Eoceno Inferior); esto se propone con base en fósiles de algunas especies de ambientes poco profundos como: *Globorotalia aragonensis*, *Globigerina orbiformis*, *Globigerina soldadoensis*, *Textularia agglutinans* y *Vulvulina pectinata var. Mexicana* (Nuttall, 1930).

Se considera roca almacén por sus horizontes arenosos y roca sello en los horizontes arcillosos (Nava y Alegría, 2001).

II.16 Formación Guayabal.

Esta formación fue estudiada por primera vez por Adkins, en 1925, y descrita con más detalle por Cole, en 1927. Se constituye de lutitas de color gris azul con intercalaciones de areniscas de grano fino, a veces calcáreas; localmente contiene nódulos de siderita (característico de esta formación). Al sureste de Poza Rica, Veracruz, se distingue por presentar cuerpos de conglomerados lenticulares con fragmentos de calizas del Cretácico. Incluyen una secuencia de margas color verde olivo, con estructura nodular, e intercalaciones de lutitas plásticas de color verde a café ligeramente arenosas de aspecto masivo. Es difícil ver la estratificación, que por lo general no es muy clara, y en ocasiones aparenta una estructura laminar, particularmente cuando se tiene intercalaciones de areniscas. Su espesor varía de 60 a 1 200 m, incrementándose de norte a sur. La localidad tipo se encuentra en Guayabal, Tancoco, Veracruz.

Su edad es del Lutetiano (Eoceno Medio), que se obtuvo por la predominancia de especies planctónicas y bentónicas como: *Globigerina topilensis*, *Globorotalia albeari*, *Amphistegina mexicana*, *Nodosaria mexicana* y *Eponides guayabalensis*, y moluscos como: *Ostrea sellaeformis*, *Trunconotaloides rohri*, *Protocardia gambrina*, *Venericardia serricosta*; además de abundantes briozoarios y corales (Nava y Alegría, 2001).

II.17 Formación Chapopote.

Se compone de margas de color claro y gris verdoso que intemperizan en color crema (Nava *et al*, 2001).

Se caracteriza por presentar estratificación irregular y contiene intercalaciones en la cima de capas delgadas de bentonita de color amarillo verdoso, hacia la parte donde se presenta el cambio de facies con la Formación Tantoyuca; En la base se compone de lutitas calcáreas verdes que intemperizan a amarillo, plásticas y arenosas

El espesor varía de 80 hasta 800 metros. En general el contacto inferior es concordante con la Formación Guayabal, así mismo, el contacto superior también es concordante con las formaciones Horcones y Palma Real Inferior (Nava *et al*, 2001).

II.18 Formación Tantoyuca.

Constituida por una secuencia arenoso-conglomerática, areniscas y conglomerados arenosos de grano grueso que cambia a fino, con cementante calcáreo y algunas intercalaciones de lutitas arenosa de color gris a gris oscuro; presenta también algunos conglomerados y brechas con fragmentos de calizas cretácicas de diferentes colores, así como fragmentos de pedernal negro y areniscas, que probablemente provinieron de la erosión de la secuencia Mesozoica y del Grupo Chicontepec (Hernández, 2005).

Existen otras localidades donde se compone de arenisca de cuarzo de grano fino a grueso y conglomeráticas, con cementante calcáreo y sin estratificación definida; contiene algunas intercalaciones de lutitas bentoníticas y margas arenosas. También presenta algunos horizontes de conglomerados y brechas, formados de fragmentos de calizas cretácicas, de areniscas de la Formación Chicontepec, de pedernal, de rocas metamórficas y de rocas volcánicas; su espesor máximo es de 1,000 m.

Su edad es de Eoceno Medio-Superior (Lutetiano Sup.-Bartoniano-Priaboniano), pues se encuentra junto con la Formación Chapopote, la que se confirma con el contenido faunístico reportado, que consta de abundantes foraminíferos encontrados en las fracciones finas y que corresponden a los géneros *Operculina* y *Lepidocyclina* (Nava y Alegría, 2001).

Presenta un ambiente costero, con material detrítico de facies deltáicas derivadas de regiones topográficamente altas y adyacentes del Oeste.

II.19 Formación Alazán.

Esta formación consiste en una secuencia de margas y lutitas de color gris a azul oscuro, que intemperizan a color gris rojizo con intercalaciones de capas delgadas de areniscas. En algunos pozos se reportan lutitas grises que cambian a areniscas de color gris con intercalaciones arcillosas; su espesor es variable, desde 60 hasta 930 metros (Nava *et al*, 2001).

Su fauna son las especies *Ammospirata mexicana*, *Anomalina alazanensis*, *Bolivina tectoniformis*, *Globorotalia opima*, que le asignan su edad perteneciente al Oligoceno Inferior (Rupeliano). Por su litología y por su contenido faunístico se interpreta que esta formación se depositó en una plataforma clástica (Nava *et al*, 2001).

II.20 Palma Real Inferior.

Se compone de una secuencia clástica de características variables, en función de su proximidad a la línea de costa; el espesor promedio es de 250 metros. Está constituida por lutitas calcáreas de color amarillo café, muy intemperizadas y quebradizas, laminares y nodulares con intercalaciones de areniscas en capas delgadas de grano fino (Nava *et al*, 2001).

El contenido fosilífero de especies como: *Ggyroidina broekhuana*, *Cibicides aknerianus*, *Anomalina grosserugosa*, *Operculina operculinoides*, *Vaginulina elegans*, permiten definir su edad en el Oligoceno Inferior (Rupeliano) (Nava *et al*, 2001).

Se considera por su posición estratigráfica, su litología y el contenido faunístico que su depósito ocurrió en un ambiente de plataforma clástica.

II.21 Palma Real Superior.

Consiste de lutitas grises, arenosas, bentónicas, con intercalaciones de areniscas de cuarzo de grano fino, con cuerpos lenticulares de calizas coralinas con abundantes orbitoides; contiene un horizonte de areniscas de cuarzo, de grano fino a medio; también se reporta que contiene conglomerados al noroeste de Poza Rica (Nava *et al*, 2001). Se han perforado espesores de hasta 280 metros en el campo Poza Rica.

Abundan los foraminíferos bentónicos *Lepidocyclina tuberculata*, *Lepidocyclina parvula*, *Lepidocyclina esterodisca* y *Schenckiaella cyclostomata*, que permiten situarla en el Oligoceno Superior (Nava *et al*, 2001). Al final del depósito de la Formación Palma Real debió efectuarse una regresión, pues, en general, aparece

en su cima un intervalo de clásticos de tamaño medio, llamado conglomerado Mecatepec.

II.22 Formación Horcones.

La unidad se compone de lutitas calcáreas de color gris, que intemperizan a café, con intercalaciones de areniscas de cuarzo finas y algunos estratos de conglomerados calcáreos; se presentan en capas de 10 a 15 centímetros de espesor, con algunas intercalaciones de ceniza volcánica. Su espesor es muy variable, generalmente va de 60 a 450 metros.

Su edad Oligoceno Superior (Chatiano), la cual se reporta debido a su contenido faunístico de especies como: *Lepidocyclina fauosa*, *Globigerina ampliapertura*, *Planulina cocoaensis*, *Rotaliatina mexicana*, *Textularia eocaona* (Nava et al, 2001). Se depositó en aguas someras cercanas a la costa, con aporte de material detrítico resultado de la erosión de rocas más antiguas

Capítulo III

Sedimentología

Capítulo III. Sedimentología.

El estudio sedimentológico del Campo Tajín, se basó principalmente en la revisión y análisis de información de pozos, de secciones sísmicas, de registros de pozos (resistividad y rayos gamma), al igual que secciones estratigráficas donde se indica el total de arcillosidad. Se analizaron con mayor detalle cuatro secciones sísmicas representativas (figura 3.1).

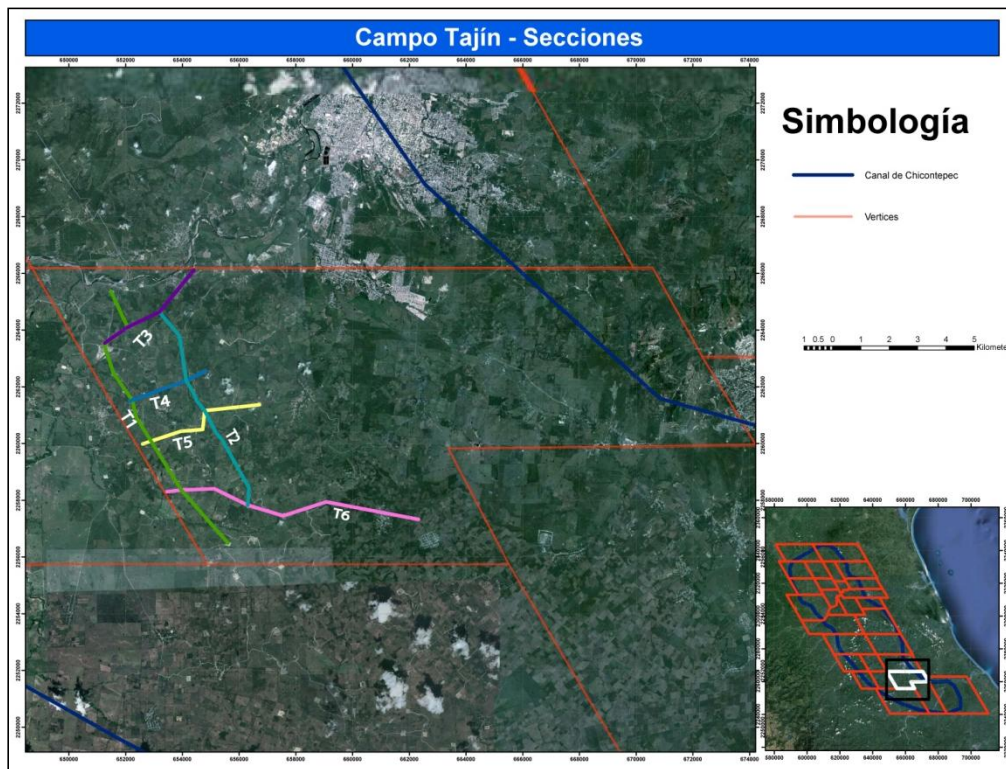


Figura 3.1. Ubicación de las secciones sísmicas interpretadas para el proyecto del Campo Tajín (CNH-UNAM, 2012).

Con base en la interpretación de las secciones sísmicas, se lograron distinguir tres distintas etapas de sedimentación de secuencias arcillo-arenosas, las cuales corresponden con las Megasecuencias, que están principalmente separadas por una discordancia basal que separa las unidades mesozoicas de los depósitos cenozoicos (discordancia de la base del Cenozoico).

Cabe mencionar todas las secciones fueron interpretadas utilizando el programa Petrel como parte del proyecto elaborado para la CNH, por parte de la Facultad de Ingeniería, UNAM.

En el Campo Tajín se reconoce una discordancia basal y a tres discordancias referidas como Discordancia A, B y C, que separan regionalmente las Megasecuencias del Grupo Chicotepec y a las secuencias estratigráficas del Eoceno. Estas cuatro discordancias se pueden correlacionar con alto nivel de

certidumbre a nivel de pozo con los registros geofísicos, la cual también se observa en las secciones sísmicas (figura 3.2).

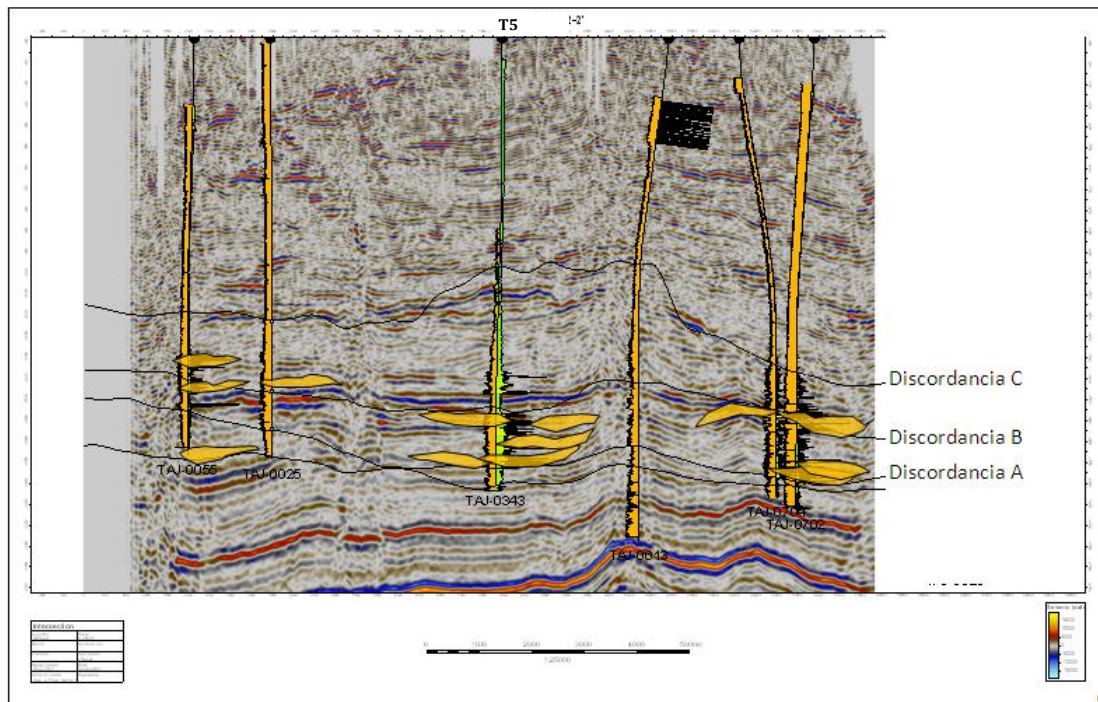


Figura 3.2. Sección T5 donde se muestra las Megasecuencias separadas por discordancias A, B y C en el Campo Tajín, con secuencias arenosas lenticulares con potencial productor indicadas en color amarillo (CNH-UNAM, 2012).

En la sección sísmica de la figura 3.2, se interpreta la presencia de cuerpos lenticulares donde predominan las areniscas, cuales son productoras o han tenido producción histórica. También se marcaron las discordancias A, B y C, tomando como base a los reflectores sísmicos y la correlación en los registros geofísicos de pozo.

En el Campo Tajín existieron diferentes eventos tectono-sedimentarios ocurridos durante el depósito de la columna estratigráfica, que quedaron delimitadas por las distintas superficies discordantes, que se relacionan con un cambio importante en el nivel del mar. A continuación se describen las principales características de las tres Megasecuencias referidas.

III.1 Megasecuencia Inferior (Unidad 1).

Se formó durante la subsidencia tectónica que afectó a la Cuenca de Chicontepep donde ocurrieron ciclos repetitivos, con acumulación de sedimentos arenosos y arcillosos, comprende el intervalo estratigráfico depositado discordantemente sobre el paleo-relieve de la cima de la secuencia mesozoica (discordancia basal);

la unidad tiene como contacto superior a la superficie, que también es discordante, de la Megasecuencia Media (Unidad 2) en su discordancia A.

Su litoestratigrafía está constituida por las facies niveladoras de la topografía basal, que fueron formadas por alternancias rítmicas e interdigitaciones laterales de capas delgadas a laminares de areniscas limo-arcillosas y lutitas limo-arenosas, de origen turbidítico. La secuencia fue depositada en una cuenca subsidente en eventos sobrepuestos en la planicie del depocentro del paleocañón, por lo que no presentan características petrofísicas adecuadas para formar buenas rocas almacenadoras ya que tiene gran abundancia de finos, principalmente arcillas.

Los cuerpos poseen una geometría estratificada y laminada de cuerpos tabulares, que en general son continuos pero que se acuñan en cortas distancias.

La conectividad que presentan los cuerpos porosos es baja, debido a sus intercalaciones cíclicas de capas de arcilla-limosa con areno-arcillas, donde predominan los estratos arcillosos.

Los registros geofísicos y las secciones sísmicas como los de la figura 3.3 indican que la unidad es mayoritariamente arcillosa, con estratos areno-arcillosos intercalados; estos últimos son los que se presentan en menor proporción.

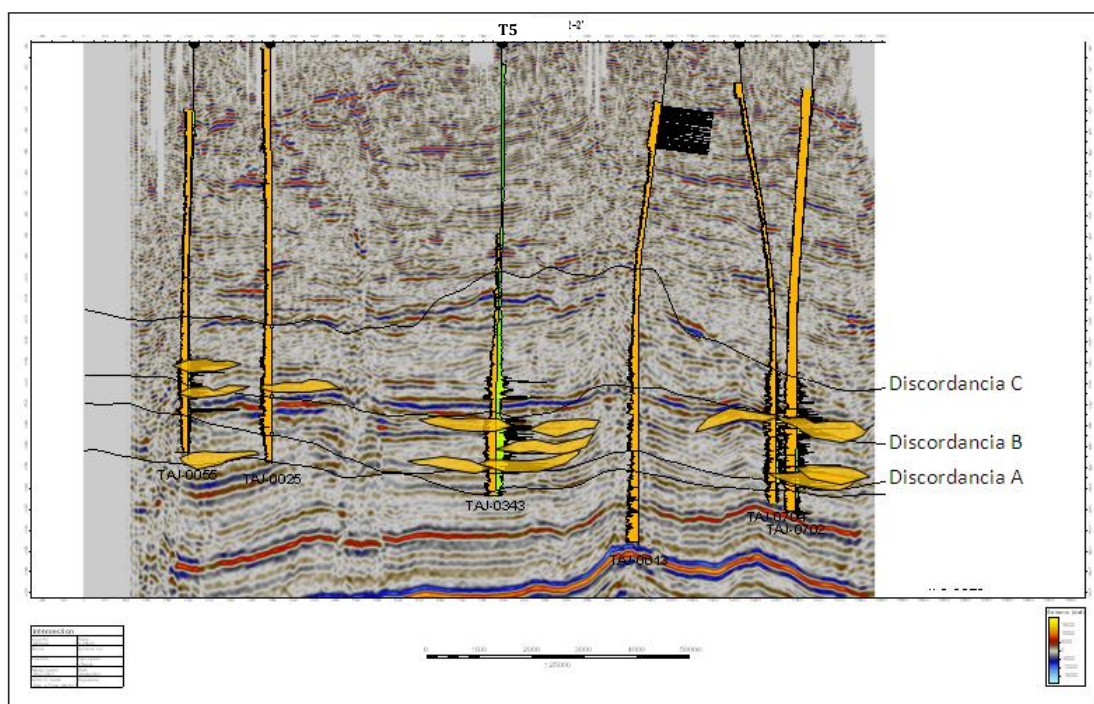


Figura 3.3. Sección T5 donde se muestra las Megasecuencias separadas por discordancias A, B y C en el Campo Tajín, con secuencias arenosas lenticulares productoras indicadas en color amarillo (CNH-UNAM, 2012).

III.2 Megasecuencia Media (Unidad 2).

La base de esta unidad en el Campo Tajín está formada por depósitos turbidíticos tabulares y concordantes, que subyacen a otros de forma lobular, interestratificados; ambos depósitos se encuentran entre la Megasecuencia Inferior (Unidad 1) y la Megasecuencia Superior (Unidad 3) cuyos límites son las superficies discordantes A y B, como se muestra en la figura 3.4.

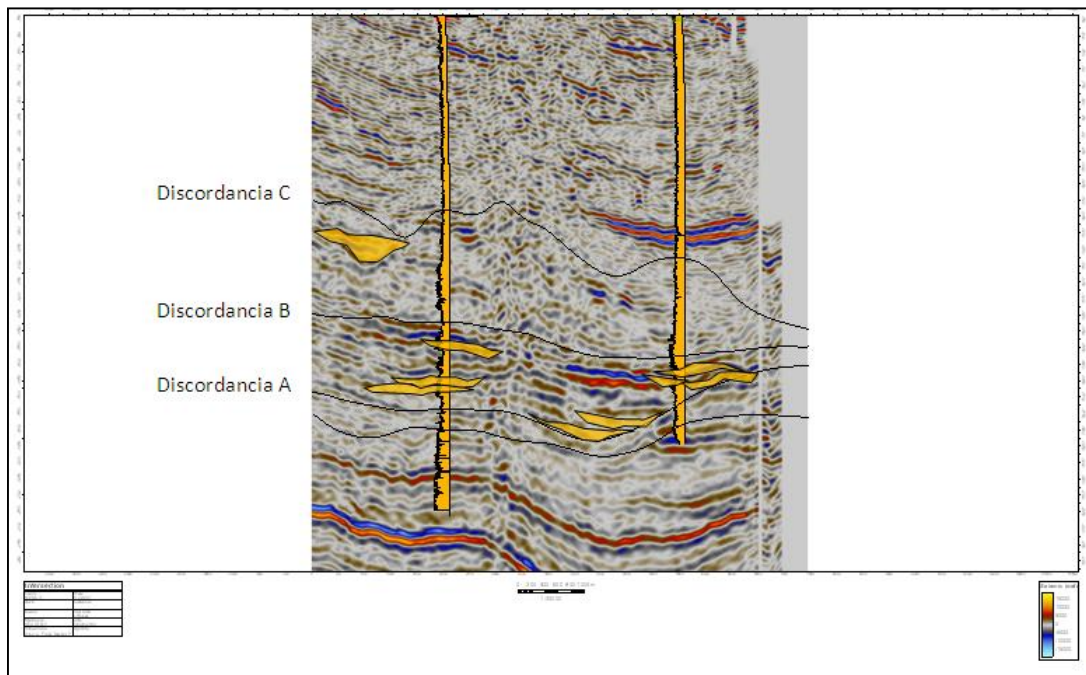


Figura 3.4. Sección T3 donde se muestra las Megasecuencias con cuerpos arenosos lenticulares del Campo Tajín, con secuencias arenosas lenticulares productoras indicadas en color amarillo entre la discordancia A y B (CNH-UNAM, 2012).

Los cuerpos presentan una geometría con estratificación de horizontes arenosos y limo-arcillosos en forma tabular y lenticular, que en conjunto pueden aparentar una continuidad hasta por más de 1 km, sin embargo, los cuerpos arenosos que conforman rocas potencialmente almacenadoras están separados horizontal y verticalmente por materiales predominantemente arcillosos y limosos, como se muestran en la figura 3.4.

Existen secuencias que fueron depositadas como parte de lóbulos progradantes de los flujos turbidíticos no canalizados, donde se puede apreciar la presencia de cuerpos lenticulares de areniscas inclinados al oriente, cuya distribución y orientación se debe a la paleo-topografía que se tenía en el momento de depósito; la geometría en sección de los cuerpos arenosos se presentan inclinados tal se muestra en un análogo en la figura 3.5. En los horizontes lenticulares predominan las areniscas las cuales cambian lateral y verticalmente a secuencias limo-arenosas y arcillosas, por lo que no tienen continuidad lateral importante, aunque en la sección sísmica pudiera aparentar horizontes más continuos.

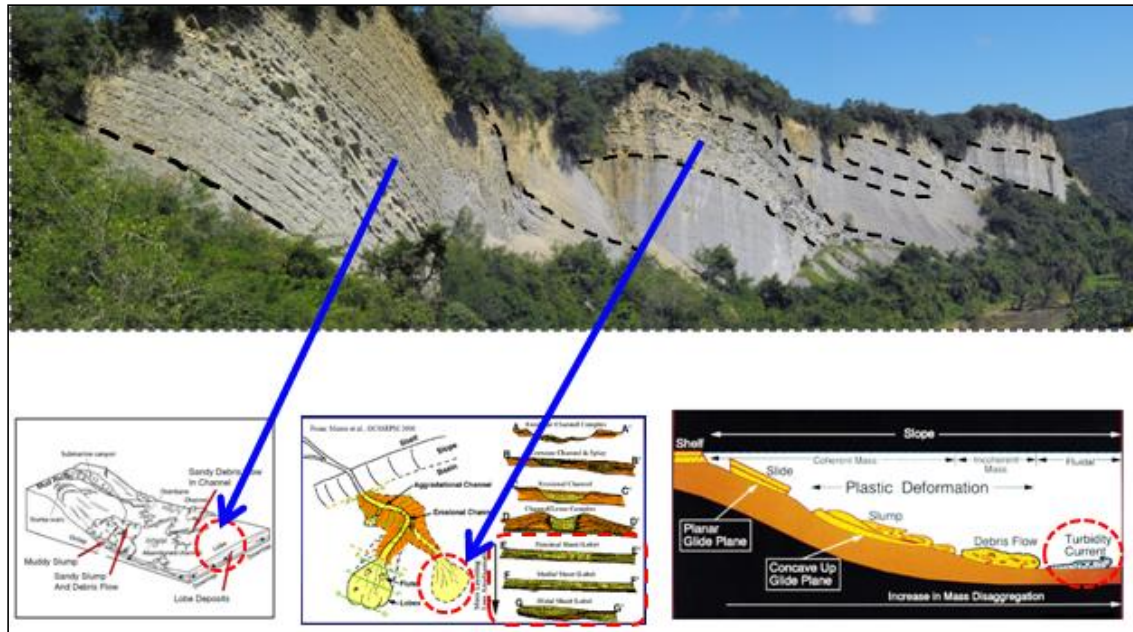


Figura 3.5. Lóbulos progradantes de areniscas que forman cuerpos lenticulares separados por cuerpos de lutitas, como un análogo a lo que se encuentra en el subsuelo del Campo Tajín (CNH-UNAM, 2012).

La continuidad de los cuerpos arenosos se presenta de forma reducida, aunque localmente puede ser de moderada a alta, cuando se presentan cuerpos lenticulares formados por lóbulos progradantes no canalizados y canales (figura 3.4 y 3.5). En algunos casos la interrupción entre cuerpos de diferente granulometría ocurre por efecto de erosión y posterior relleno de superficies irregulares que ponen en contacto horizontes de roca de diferente textura y granulometría, tal como se muestra en el análogo de la figura 3.6 donde se pone en contacto una secuencia predominante arenosa con otra unidad arcillosa.

En la figura 3.7 se representa a las facies turbidíticas proximales de la Megasecuencia 2, donde se observa en la parte superior cuerpos arenosos tabulares continuos con intercalaciones de lutitas en delgadas capas; en la parte inferior presenta mayor cantidad de arcillas, la cual fue afectada por fallas normales sinsedimentarias que originaron la pérdida de continuidad de manera local. Estos cuerpos lenticulares, areniscas predominantemente, son potenciales rocas almacenadoras.



Figura 3.6 Cambio brusco en la litología, abajo del límite de secuencia se observa una litología de areniscas y arriba se observa un cambio brusco a lutitas en lóbulos no canalizados.



Figura 3.7. Facies proximales con predominancia de areniscas de la Megasecuencia 2 afectada por una falla por lo que no hay continuidad lateral.

La figura 3.8 corresponde con una imagen representativa de los cuerpos lenticulares de areniscas canalizados, estrato decrecientes, con delgadas intercalaciones de lutitas, de la Megasecuencia 2, que corresponden a facies arenarcillosas de la parte media de los lóbulos; sus características petrofísicas son adecuadas para formar rocas almacenadoras.



Figura 3.8. Facies medias con predominancia de areniscas en estratos gruesos de la Megasecuencia 2.

III.3 Megasecuencia Superior (Unidad 3).

Esta unidad tuvo su proceso de sedimentación en un periodo de inestabilidad tectónica, cuando ocurrió el mayor basculamiento del frente de la Plataforma de Tuxpan, lo que ocasionó una subsidencia más rápida en los depósitos del paleocañón hacia el E-NE, favoreciéndose el desarrollo de flujos de escombros y derrumbes. Esta Megasecuencia sobreyace en forma discordante a la Megasecuencia Media (Unidad 2); estratigráficamente está constituida por cuerpos de estratos gruesos a masivos de sedimentos arcillo-arenosos, los cuales deslizaron intraformacionalmente. Sobreyace a la superficie discordante B, que la separa de la Megasecuencia Media (Unidad 2), señaladas en las figuras 3.3 y 3.4.

La geometría de los cuerpos es estratiformes a masivos, con flujos de escombros y derrumbes por deslizamientos locales asociados a plegamientos coherentes e

incoherentes y a fallamientos inversos intraformacionales de baja magnitud (figura 3.9)



Figura 3.9. Secuencia de facies proximales con clastos angulosos de diversos tamaños en la Megasecuencia 3.

Existe baja conectividad de los cuerpos arenosos debido a la mezcla de horizontes arenosos permeables con los arcillo-limosos ocurridos durante su desplazamiento por la fuerza de gravedad, estas características se aprecian en la figura 3.10.



Figura 3.10. Facies proximales con componentes de diversos tamaños en una distribución caótica de la Megasecuencia 3, que interrumpen la continuidad de las secuencias.

Considerando la interpretación de los registros geofísicos de pozo, en esta Megasecuencia existe gran abundancia de sedimentos arcillo-limosos con escasa intercalación de niveles arenosos en su parte basal, por lo que únicamente en la base existen cuerpos lenticulares arenosos con potencial almacenador (figuras 3.3 y 3.4).

Dada la mezcla de materiales gruesos con finos que disminuyen su porosidad, esta secuencia no presenta características petrofísicas adecuadas como rocas almacenadoras, salvo algunos lentes aislados de areniscas ubicadas en la base de la unidad.

En las facies proximales con distribución caótica se encuentran fragmentos de gilsonita (chapopote) como clastos, lo que indica que antes de que ocurrieran los flujos de escombros ya había iniciado la generación y migración de hidrocarburos, los cuales al moverse junto con las rocas fragmentadas se mezclaron y quedaron dentro de la Megasecuencia 3 (figura 3.11) y también se tiene evidencia de migración de hidrocarburos en una etapa posterior ya que las fracturas que afectan a la unidad también tienen aceite muerto relleno las discontinuidades de la misma secuencia (figura 3.11).



Figura 3.11. Facies proximales (flujos de escombros) de la Megasecuencia 3, en la que se observa gilsonita como clastos y como relleno de fracturas (Tomada de Santillán, 2009).

III.4 Estimado de la distribución espacial de los cuerpos con predominio de areniscas.

Para estimar la cantidad de cuerpos de mayor arenosidad se encuentran en un plano vertical (sección sísmica), dentro del Campo Tajín, que correspondan con cuerpos lenticulares productores y potencialmente productores, se analizó e interpretó un área representativa mediante un trabajo estadístico; se utilizaron las secciones T5 y T3 del Campo Tajín.

En la figura 3.12 se puede apreciar la sección sísmica T5 con una representación en color amarillo de los cuerpos arenosos donde se tiene registro de producción histórica (CNH-UNAM, 2012).

En el análisis se realizó utilizando el número de cuerpos arenosos apreciables entre las discordancias de cada Megasecuencia. En la gráfica 3.13 y 3.14 se puede encontrar el número de cuerpos cortados en cada Megasecuencia separados por las discordancias en la sección sísmica.

Los resultados de la gráfica 3.13 indican que el mayor número de cuerpos arenosos probables se encuentran entre las discordancias A y B, con un total de 11 cuerpos; entre la discordancia B y C existe un número menor de cuerpos, en total 2. Esta tendencia también se mantiene en los cuerpos probados, ya que

entre A y B existen 9, y entre B y C solo 3, así mismo sobre la base de A tenemos un solo cuerpo probado y ninguno probable.

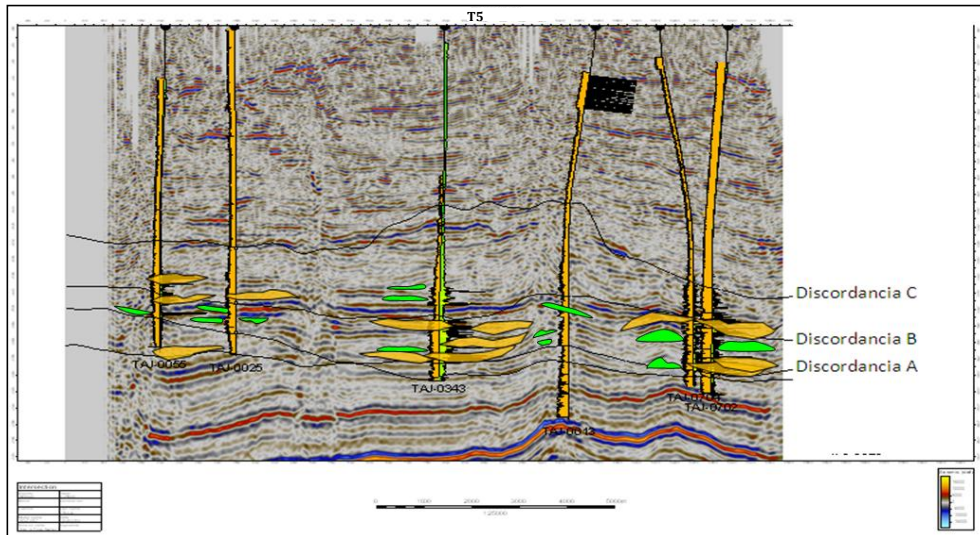
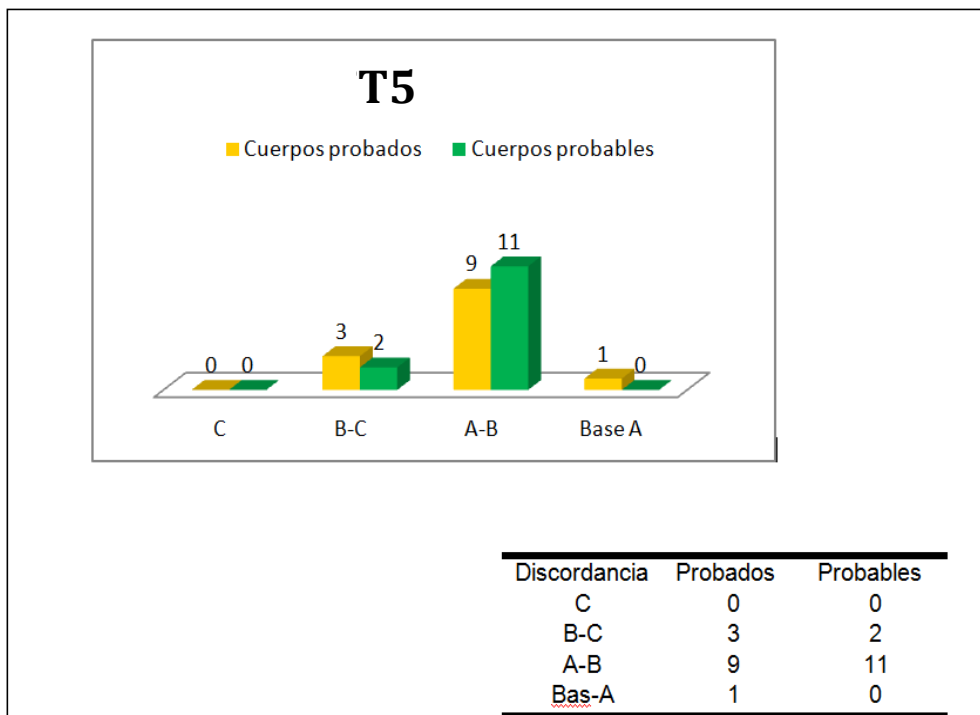


Figura 3.12. Interpretación de cuerpos arenosos productores y con potencial productor de hidrocarburos en la T5 (CNH-UNAM, 2012).



Gráfica 3.13. Número de cuerpos arenosos productores y no productores encontrados en la sección T5, entre las discordancias (CNH-UNAM, 2012).

En la sección sísmica de la figura 3.15 se puede observar que existe un mayor número de cuerpos probables entre las discordancias A y B, contando con un total de 5, lo cual contrasta con el número de cuerpos encontrados entre las

discordancias B y C, los cuales son 7. Como se puede ver en la figura 3.14, la tendencia no se mantiene en los cuerpos probados ya que entre A y B tenemos 8 y entre B y C solo 1; en este caso no se tienen ningún cuerpos arenoso probado, ni probable, sobre la base de la discordancia A.

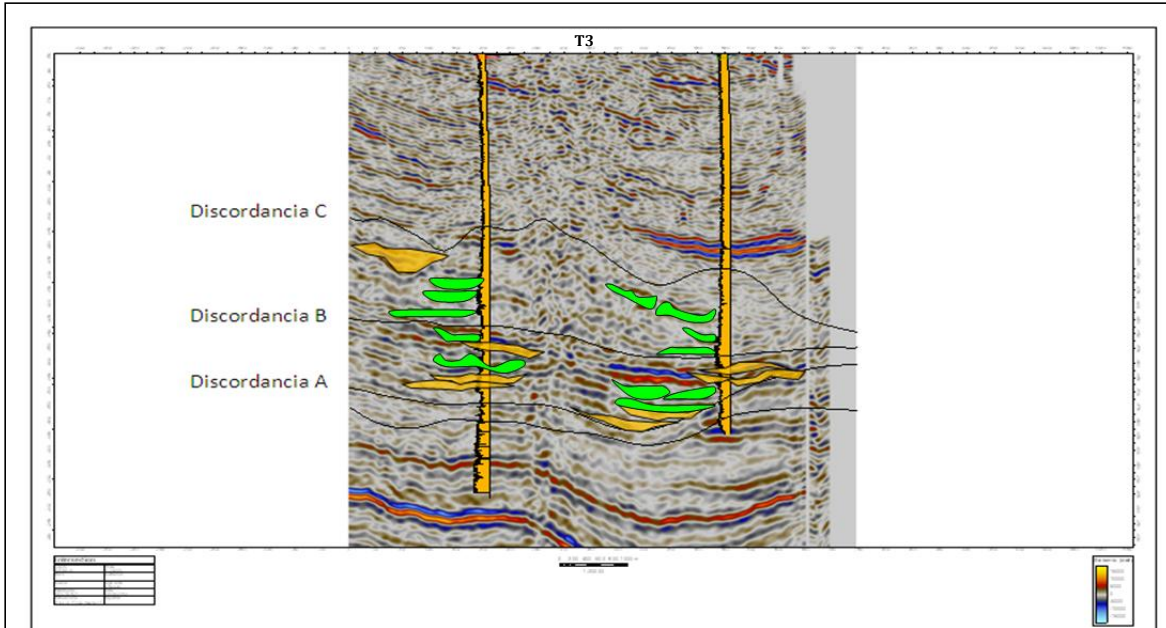
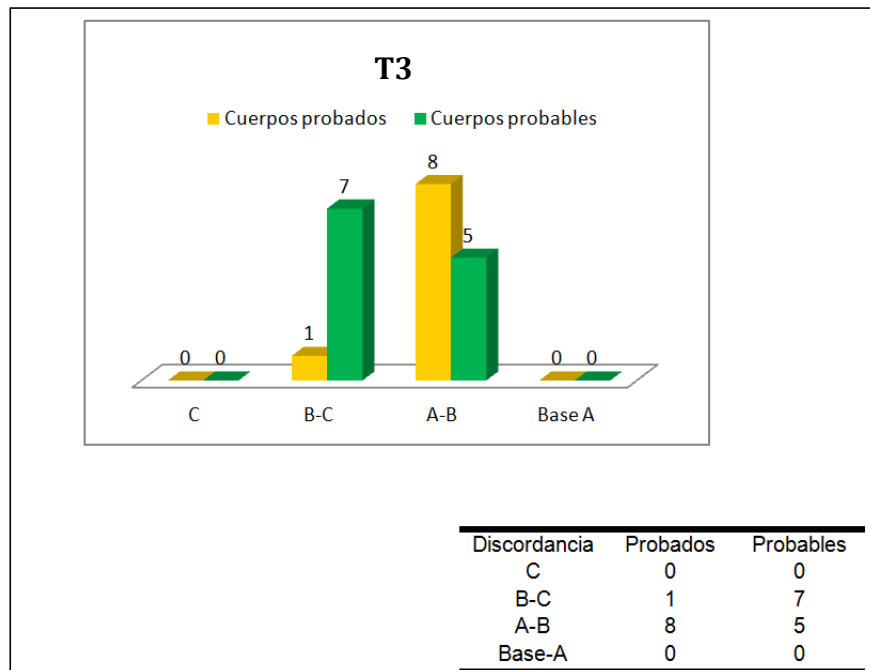
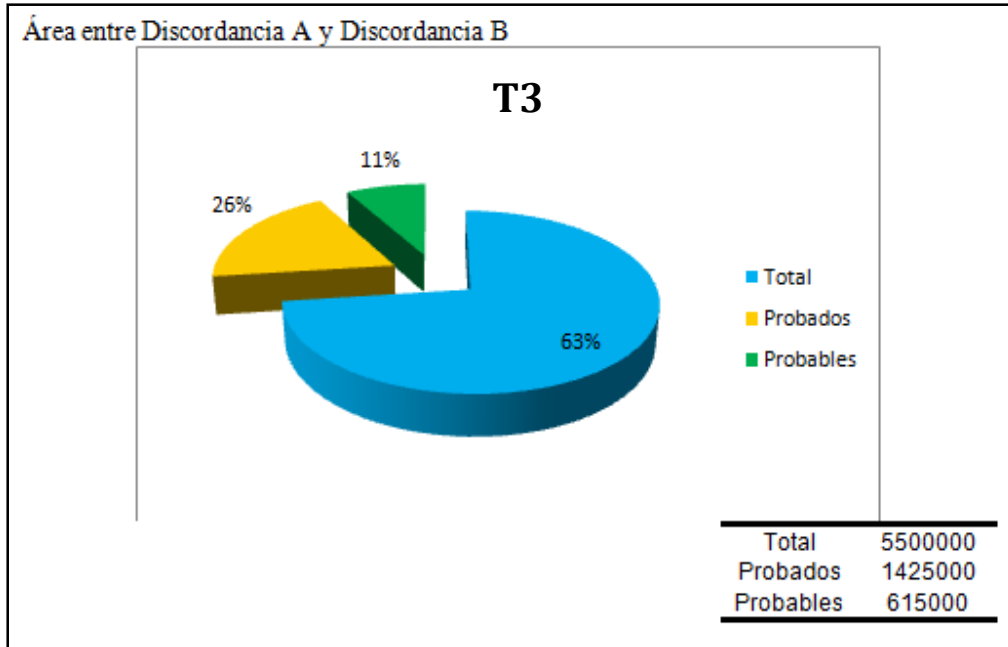


Figura 3.15. Interpretación de cuerpos arenosos productores y con potencial productor de hidrocarburos en la sección T3 (CNH-UNAM, 2012).

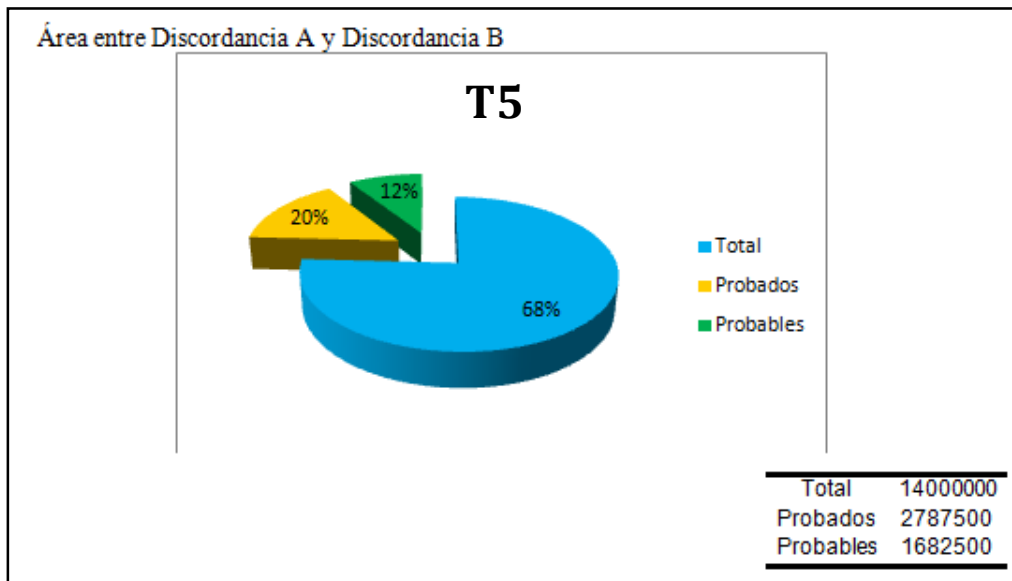


Gráfica 3.14. Número de cuerpos arenosos productores y no productores encontrados en la sección T3 (CNH-UNAM, 2012).

Tomando en cuenta lo anterior, se realizaron gráficas para las secciones T3 y T5 para analizar la proporción del área total comprendida entre la discordancia A y la B, midiéndola en m², que corresponde a los cuerpos probables y cuerpos probados (gráfica 3.16 y 3.17)



Gráfica 3.16. Relación entre el área total del horizonte A con el B, medida en m² y las áreas de cuerpos probables y probados en T3 (CNH-UNAM, 2012).



Gráfica 3.17. Relación de áreas, medida en m², del contenido de arenas en el horizonte delimitado entre A y B en T5 (CNH-UNAM, 2012).

Tomando en conjunto las dos secciones sísmicas (figura 3.12 y 3.15), se observa una presencia mayor de cuerpos arenosos tanto probados como probables en el

área comprendida entre las discontinuidades A y B, decreciendo hacia el horizonte limitada por B y C, pero manteniendo las posibilidades de encontrar más secuencias arenosas con potencial en la base de esta unidad.

El tamaño y distribución de los cuerpos lenticulares de areniscas con potencial a ser rocas almacenadoras es errático y discontinuo por lo que la distribución espacial de los pozos perforados debe cambiar, ya que es posible encontrar cuerpos potencialmente almacenadores a una distancia horizontal entre ellos menor a 350 m; con una distribución de acuerdo al modelo geológico tridimensional, ya que se tiene la presencia de cuerpos arenosos que no se han considerado para probarlos y desarrollarlos; se tienen que evaluar la distribución de rocas almacenadoras con mucho más detalle considerando la información sedimentológica y estructural a partir de las líneas y cubos sísmicos.

III.5 Modelo de Facies Sedimentarias.

Utilizando las mismas secciones señaladas en la figura 3.1, y considerando datos como porosidad efectiva, datos del volumen sísmico, ubicación de los pozos y registros rayos gama y de resistividad de los pozos; se realizó una propuesta sobre el modelo de facies sedimentarias. Se utilizaron también los horizontes de la Base del Terciario, y las Discordancias A, B y C.

En la figura 3.18, se puede notar gracias a los registros eléctricos que los intervalos más atractivos con potenciales rocas almacenadoras se encuentran entre los horizontes A y B; y en menor proporción en la parte inferior de los horizontes B y C.

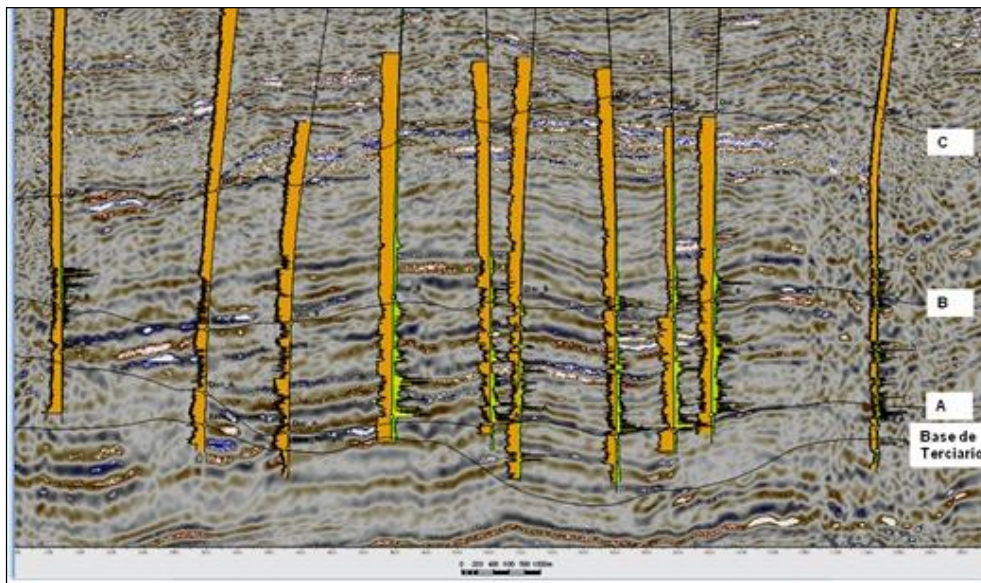


Figura 3.18. Sección compuesta T1 con datos sísmicos y registros de pozo del Campo Tajín (CNH-UNAM, 2012).

Es muy notoria la predominancia de paquetes arcillosos entre los horizontes B y C, dando así un menor número de cuerpos con posibilidad de ser potencialmente almacenadores.

En las secciones sísmicas mostradas se observa que los horizontes Base Terciario, A, B y C (modificado del modelo Petrel CNH-UNAM 2012), atraviesan los eventos sísmicos de reflexión, esto es indicativo de que se usaron diferentes campos de velocidad para la conversión a profundidad de la sísmica y de los horizontes, por lo que se realizó una correlación de los horizontes Base del Terciario, A, B y C con los reflectores sísmicos, con el propósito de investigar la variación lateral de los horizontes, identificar rasgos morfológicos relacionados a los sistemas de depósito dominantes e interpretar facies sedimentarias asociadas a la respuesta sísmica (figura 3.19).

Entre los horizontes A y B, e inmediatamente arriba del B se observan eventos de reflexión continuos y discontinuos, de una amplitud media, que corresponden a varios intervalos productores. A diferencia del intervalo entre los horizontes B y C, donde predominan amplitudes bajas a muy bajas, cuales están asociados principalmente a cuerpos de arcillas que son improductivos.

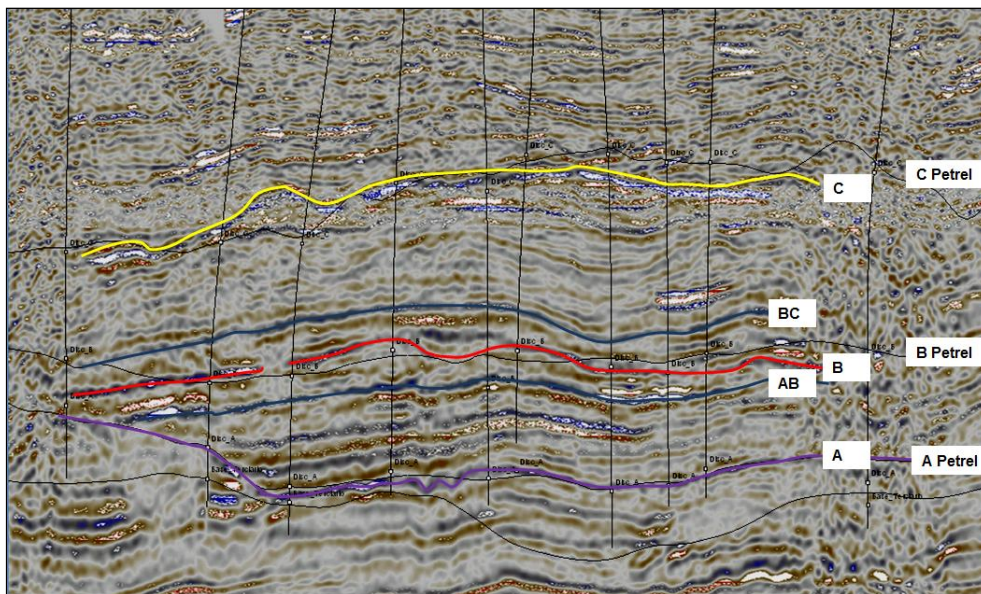


Figura 3.19. Sección sísmica con horizontes de correlación propuestos (CNH-UNAM, 2012).

En la figura 3.20 se puede distinguir un desarrollo mayor de canales tanto erosivos como los asociados a montículos y zonas de desbordo. Lo cual nos puede indicar que entre los horizontes A y AB las facies sísmicas consisten en eventos sísmicos paralelos de baja y muy baja amplitud y suave relieve (figura 3.21), que corresponden a depósitos de abanico distal compuesto por capas delgadas de arenisca fina de amplia extensión y reducida canalización, e intercaladas con lutitas; por lo tanto son las de mejor calidad y producción en el campo.

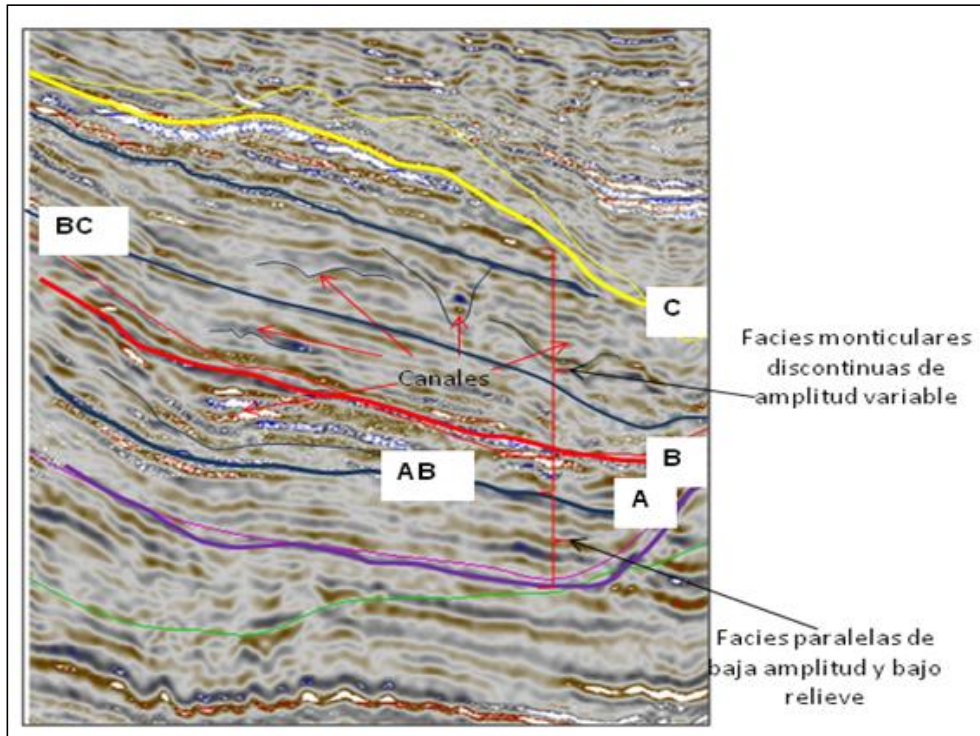


Figura 3.20. Sección sísmica T4 con los horizontes de correlación propuestos (CNH-UNAM, 2012).

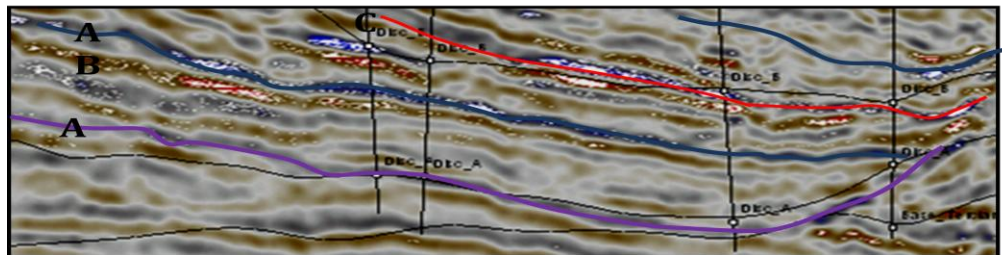


Figura 3.21. Corte sísmico mostrando las características de facies sísmicas entre los horizontes A y AB (CNH-UNAM, 2012).

Entre los horizontes AB y BC predominan facies sísmicas monticulares de relieve moderado con eventos discontinuos de amplitud variable (figura 3.22), estos indican depósitos de canal y desbordo de abanico submarino intermedio. También muestra rasgos de erosión y relleno, así como apilamiento vertical de canales (agradación), como migración lateral de estos con el tiempo. Algunos de los pozos que atraviesan la unidad, producen en areniscas de desbordo y de relleno de canal; las que son de menor calidad y productividad que la unidad sismoestratigráfica subyacente.

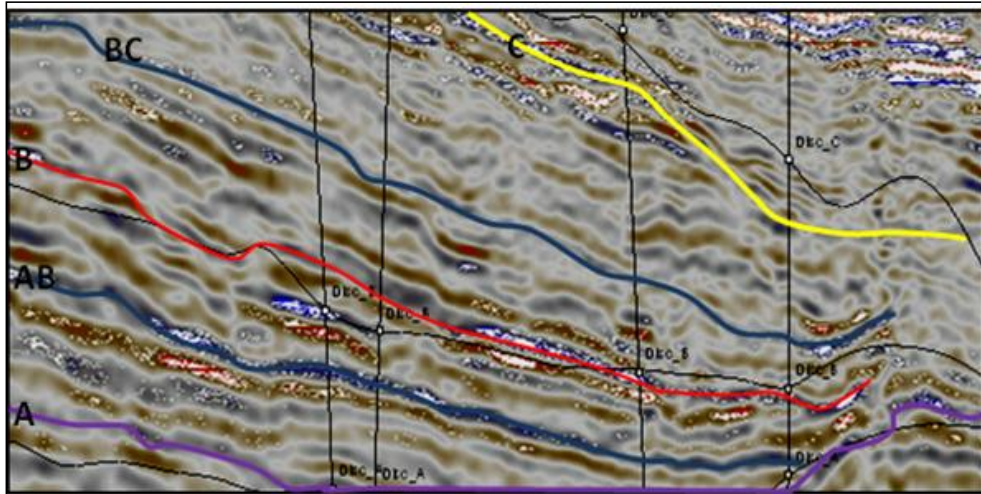


Figura 3.22. Corte sísmico mostrando las características de facies sísmicas entre los horizontes AB y BC (CNH-UNAM, 2012).

En la figura 3.23 se puede observar eventos sísmicos paralelos de baja y muy baja amplitud, localmente monticulares y discontinuos, estos representan un sistema de abanico intermedio dominado por aporte de arcillas. La producción de pozos cercanos fue nula.

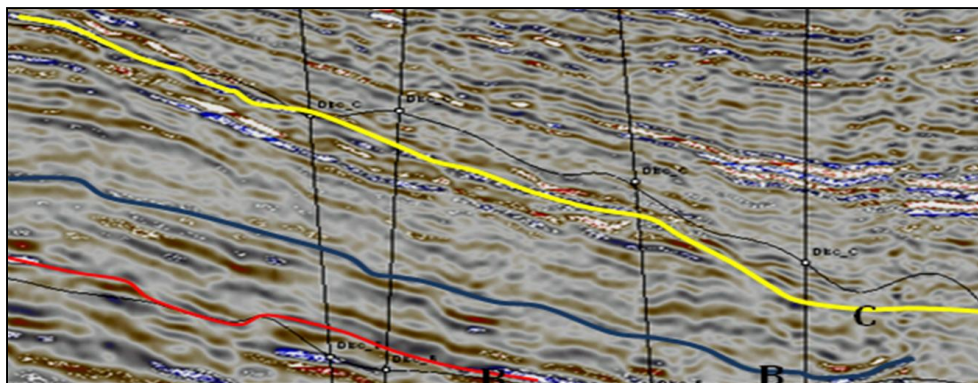


Figura 3.23. Corte sísmico mostrando las características de facies sísmicas entre los horizontes BC y C (CNH-UNAM, 2012).

Una forma de ejemplificar las facies sísmicas y los sistemas de depósito asociados que corresponden a lo encontrado en el Campo Tajín, se muestra en el modelo de la figura 3.24

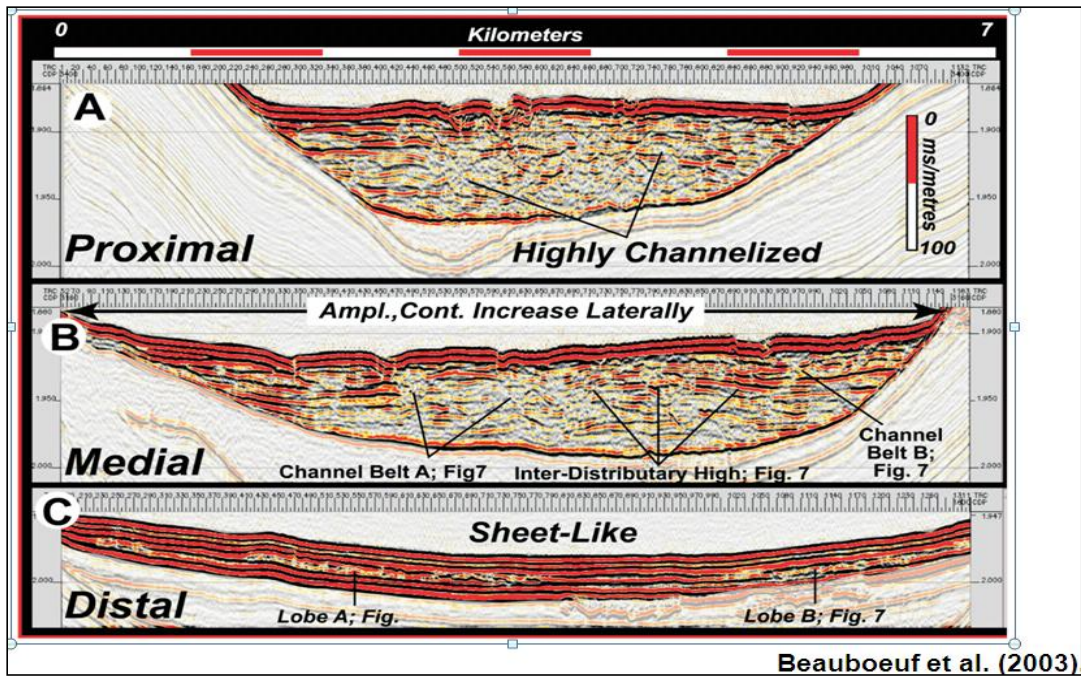


Figura 3.24. Perfiles que muestran la expresión sísmica de un sistema de abanico submarino en sus posiciones distal media y proximal (CNH-UNAM, 2012).

En el modelo sedimentario que explica la distribución de las facies sedimentarias considera que entre los horizontes A y AB, los sedimentos fueron depositados en un ambiente de abanico distal con baja influencia de canalización (figura 3.25); mientras que entre los horizontes AB y BC los sedimentos asociados se depositaron en un ambiente dominado por barras y canales de un abanico submarino a proximal .

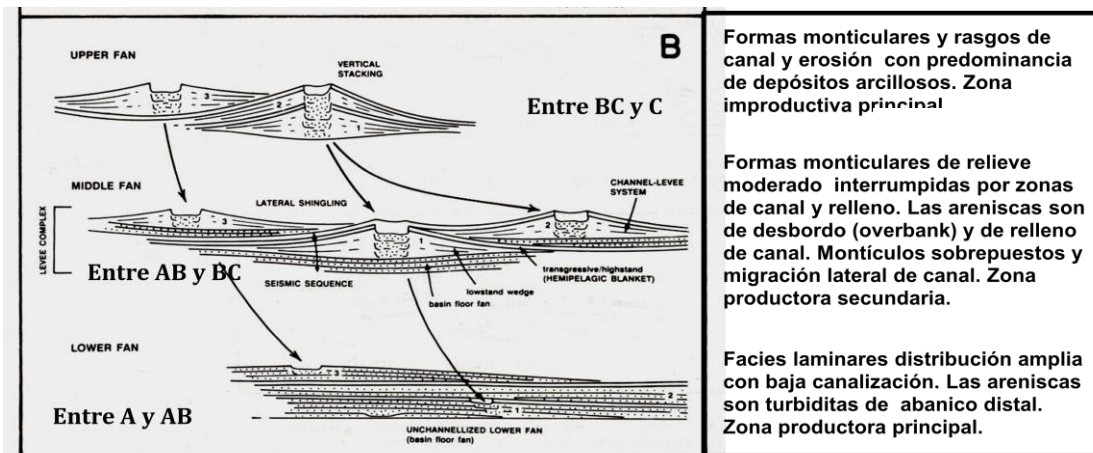


Figura 3.25. Diagrama que muestra el modelo sedimentario presente en el área del Campo Tajín entre la discordancia 1 y 2 (zona productora).

Capítulo IV

Geología Estructural

Capítulo IV. Geología Estructural.

Las secuencias sedimentarias del Jurásico y Cretácico presentan deformación ocasionado por el proceso compresivo originado por la dinámica de placas Paleo-Pacífica (Farallón) y la Placa Norteamericana que al converger con un ángulo bajo propiciaron el desarrollo de la Orogenia Laramídica; la secuencia mesozoica está en contacto mediante la discordancia de la base del Terciario con el Grupo Chicontepec.

Las unidades estratigráficas mesozoicas deformadas están expuestas al poniente de la cuenca y se componen estructuralmente por anticlinales, sinclinales y fallas inversas; se presentan cabalgaduras de varios kilómetros de desplazamiento. En el frente de la Sierra Madre Oriental existe una alta variación en características de los pliegues, ya que los hay asimétricos, recostados, recumbentes y buzantes, muchos de ellos dislocados por fallas inversas y laterales. La base de la columna estratigráfica está formada por relleno terrígeno de las formaciones Huizachal y Cahuasas acumuladas en el Triásico y Jurásico Medio en depresiones tectónicas (grabens) que condicionaron y modelaron a la Provincia Tampico-Misantla.

Al inicio del Cenozoico se formó la Cuenca de Chicontepec, en el centro-oriente de México, donde se acumularon gruesas secuencias de terrígenos con diferentes granulometrías, predominando los materiales finos (limos y arcillas). Las rocas cenozoicas más antiguas y deformadas tectónicamente se encuentran en las serranías, en las estribaciones de la Sierra Madre oriental, gradualmente cambiando a secuencias más jóvenes y menos deformadas hacia la línea de costa actual, lo que explica porque el subsuelo del Campo Tajín se tienen pliegues suaves y abiertos, desarrollados en las secuencias sedimentarias del Cretácico y de la base del Paleoceno; este estilo de deformación va cambiando hacia el oriente, donde se empieza a notar una pequeña inclinación con echado hacia el este en la secuencia.

Los mecanismos de transporte, el relieve y las corrientes del fondo marino fueron los factores, entre otros, para que la secuencia del Grupo Chicontepec desarrollara estructuras intraformacionales, por lo que, a nivel local, dentro de la secuencia existen pliegues, fallas normales e inversas, que no afectan a toda la columna estratigráfica.

Para analizar las estructuras secundarias del Campo Tajín se estudiaron 4 secciones sísmicas (figura 3.1). Estas fueron seleccionadas y abarcan de forma general, las áreas más significativa del campo, en razón de sus pozos productores.

En la figura 4.1 se puede apreciar que las secuencias terrígenas de la base del Cenozoico y en la parte superior del Mesozoico se tienen pliegues abiertos, como se ve en los reflectores continuos, que influyen en la secuencia terrígena sobrepuesta (base del Grupo Chicontepec); también se observan pliegues que se van atenuando a medida que se sube estratigráficamente.

En esta misma sección, se puede interpretar la presencia de una falla lateral derecha, que ramifica en conjunto una flor positiva. Cercano a estas secciones se tienen los pozos TJ 604 y TJ 638, que presentan producciones de aceite y gas, sin embargo, el pozo TJ 613 que también se encuentra en la sección, resultó no productor; esto es pues se encuentra en la zona de falla. El pozo TJ 704 también fue no productor, aunque éste no está relacionado con discontinuidades estructurales.

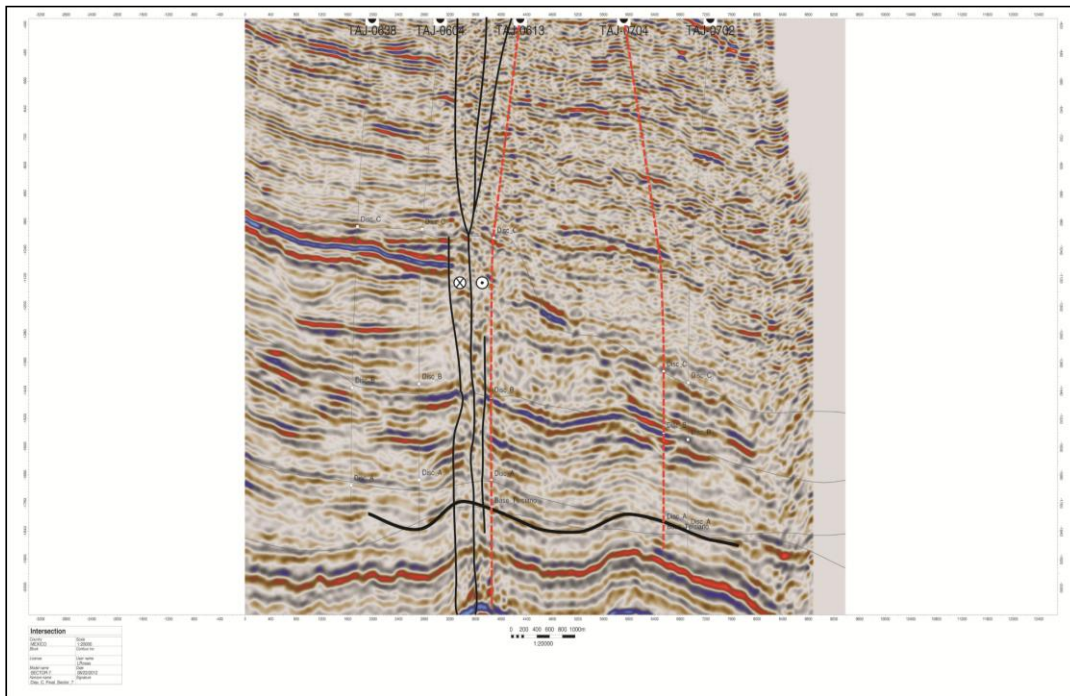


Figura 4.1. Sección sísmica T3 en donde se tienen pliegues y una falla lateral derecha en el Campo Tajín.

Los sistemas de fallas laterales también se manifiestan superficialmente el que se indica en la figura 4.2, donde se presenta una falla lateral derecha con fallas inversas de segundo orden que forman la estructura de flor positiva; además de presentar una gran cantidad de fracturas verticales o sub-verticales; en este caso debe considerarse que la geometría de la falla es similar a la de las secciones sísmicas, aunque la escala es diferente; sin embargo, por estadística fractal se puede tomar como un buen modelo para evaluar en la interpretación estructural del Campo Tajín a la escala de las secciones sísmicas.

Considerando que en las fallas laterales existen desplazamientos horizontales de los dos bloques, en varios casos, se pone en contacto estructural a dos unidades de granulometría distinta y, por lo mismo, de diferentes propiedades petrofísicas. En la figura 4.2, se puede ver un ejemplo de estas relaciones estructurales, donde la parte izquierda se tiene una secuencia predominantemente arenosa en estratos medios a gruesos, que en el sistema petrolero está asociada con rocas almacenadoras fracturadas, y a la derecha se compone de materiales finos, principalmente lutitas y limolitas, poniendo en contacto a dos litoestratigráficas

unidades con diferentes propiedades petrofísicas. Por las relaciones estructurales antes descritas, algunos cuerpos arenosos afectados por las fallas laterales pierden continuidad, sin embargo tienen una relación muy estrecha con la principal ruta de migración que es la zona de falla y las fracturas asociadas.

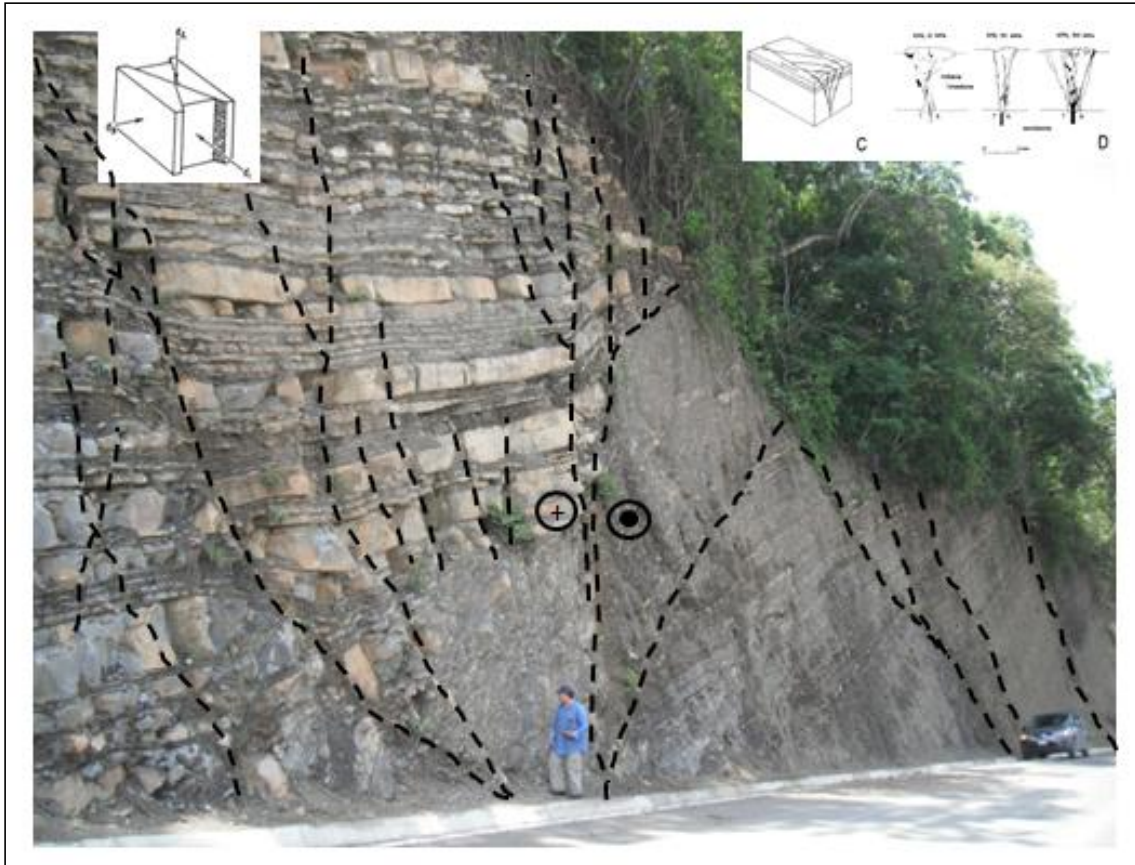


Figura 4.2. Secuencias clásticas de un lóbulo de la Formación Chicontepec Superior afectada por una falla lateral y fallas secundarias que conforman una flor positiva (CNH-UNAM, 2012).

Las fallas laterales generaron un sistema de fracturas verticales abiertas (figura 4.3), estas incrementan la porosidad de manera local, lo que mejora la calidad de las rocas arenosas como potenciales almacenadoras, ya que al tener porosidad en fracturas y intergranular, se incrementa la porosidad, aunque en algunos sitios la porosidad efectiva disminuye por efecto de la cementación, principalmente de calcita

La deformación más importante que afecta a la columna mesozoica y cenozoica en el Campo Tajín, es un sistema de fallas laterales de componente derecho, acompañadas de fallas inversas de segundo orden; por lo tanto, encontramos estructuras en flor positiva (figura 4.4), con un importante desarrollo de fracturas verticales, sobre todo donde predomina una litología de areniscas como ocurre localmente en el horizonte de areniscas pertenecientes a la Megasecuencia 2. Los pozos ubicados sobre la zona de falla, o cercanos a éstas, resultaron no

productores, tal como ocurre en los pozos TJ 41 y 621, en cambio los pozos vecinos (TJ 55, 84, 340) presentan grandes producciones acumuladas.



Figura 4.3. Conjunto de fracturas verticales y subverticales abiertas que afectan a las areniscas de facies de canal de la Formación Chicontepec Superior.

Las fallas en general son laterales de componente derecha y presentan una orientación promedio de NW 55° con 90° de echado. La figura 4.5 corresponde a una sección sísmica del Campo Tajín, se muestra un sistema de pliegues abiertos, separados por una falla lateral en cuyo hay fracturas verticales. El pozo TJ 613 está ubicado en la zona de falla, también resultó no productor; los pozos vecinos son altamente productores.

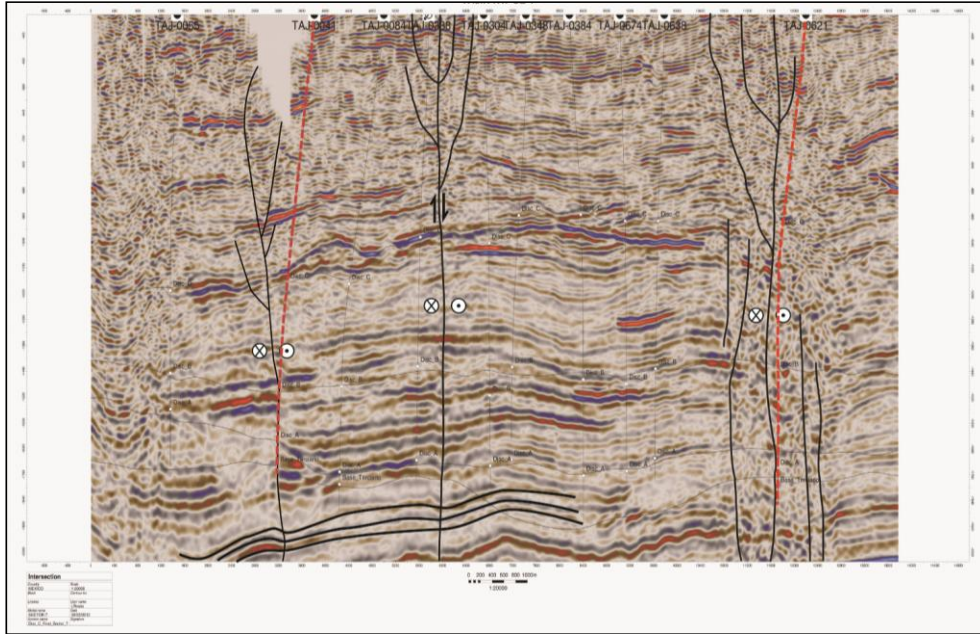


Figura 4.4. Sección sísmica T1 donde se tienen tres fallas laterales derechas y la ubicación de pozos productores y no productores, representado con rojo la dirección de los pozos no productores (CNH-UNAM, 2012).

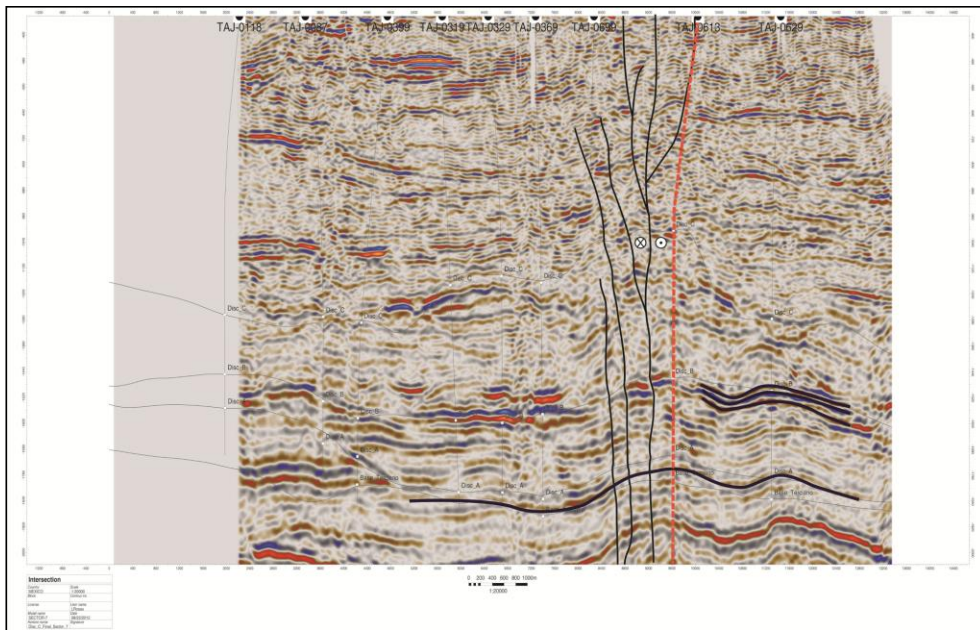


Figura 4.5. Sección sísmica T2 con una falla lateral derecha que afecta a toda la columna estratigráfica de un sector del Campo Tajín. representado con rojo la dirección de los pozos no productores (CNH-UNAM, 2012).

Las fallas laterales tienen una gran importancia en el sistema petrolero del Campo Tajín, pues representan las mejores rutas de migración de los hidrocarburos, ya que comunican a las secuencias generadoras del Jurásico Superior con las unidades sedimentarias del Grupo Chicontepec ubicadas en la discordancia A y B. Los pozos ubicados en las zonas de fallas no presentan producción, esto es

porque en las discontinuidades estructurales (fallas y fracturas) se formaron zonas altamente porosas y permeables, que permitieron el flujo de aceite y gas hasta los cuerpos lenticulares de areniscas próximos o hasta la superficie terrestre. Por lo tanto, es muy importante tomar en cuenta que perforar pozos en la zona de falla lleva un alto riesgo de poca, o nula, producción ya que estas son rutas principalmente de migración (figura 4.6).

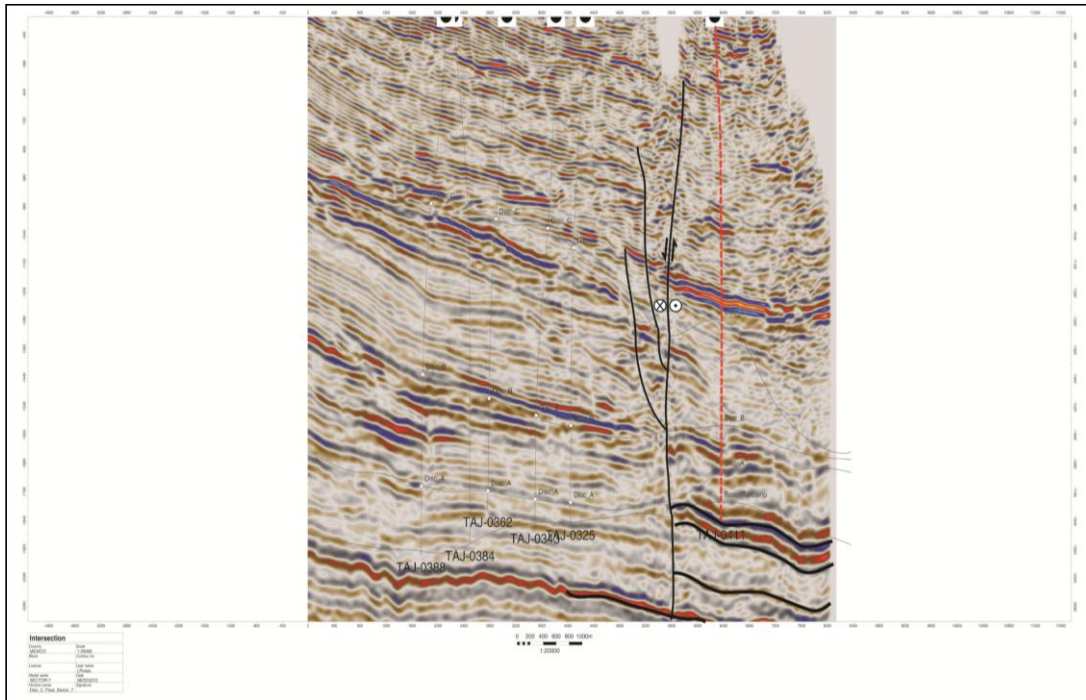


Figura 4.6. Sección sísmica T5 con una falla lateral derecha que afecta a toda la columna estratigráfica de un sector del Campo Tajín, representado con rojo la dirección de los pozos no productores (CNH-UNAM, 2012).

Durante la perforación de los pozos de desarrollo en el Campo Tajín, se debe tener en cuenta , además de la geometría y las características de los cuerpos lenticulares de secuencias arenosas, la pérdida de continuidad horizontal causada por los sistemas de fallas laterales y la presencia de fracturas de ángulos altos. Por lo que, se recomienda perforar pozos que tengan trayectorias horizontales o subhorizontales a fin de cortar e intercomunicar con el mayor número de fracturas para obtener una mayor producción.

Capítulo V

Geología Regional y Local

Capítulo V. Geología Regional y Local.

La geología regional donde se localiza la Cuenca de Chicontepec está relacionada con los eventos que ocurrieron en la Provincia Tampico-Misantla, donde se tiene en conjunto de secuencias estratigráficas con unidades que va desde el Triásico hasta el Reciente, y la zona que corresponde fundamentalmente a Paleoceno, Eoceno y Oligoceno.

La cuenca tuvo una subsidencia continua debido al peso de los sedimentos que se depositaban en ella, además del basculamiento hacia el oriente de la Paleo-Plataforma de Tuxpan y por el levantamiento constante de la Sierra Madre Oriental. Los mecanismos de transporte que actuaron principalmente dentro de la cuenca fueron los abanicos de talud, derrumbes, flujos de detritos y deslizamientos de masa provenientes del oriente, poniente, del norte y del sureste (figura 5.1).

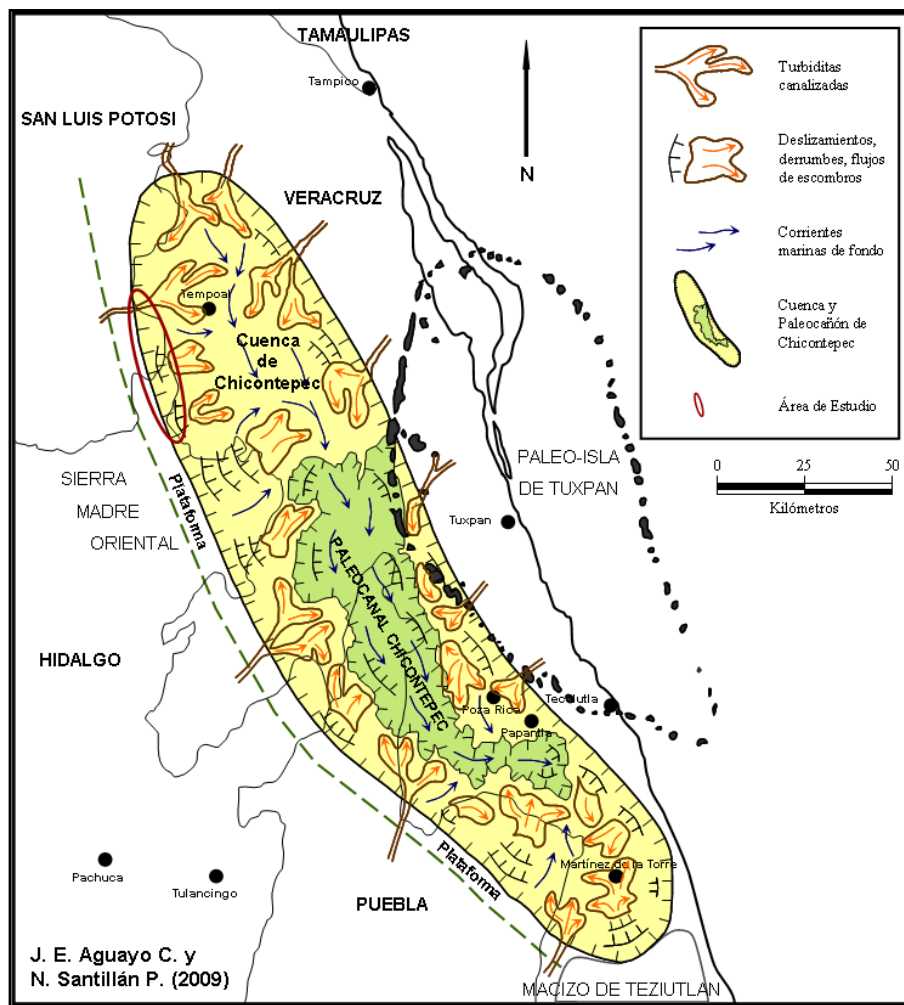


Figura 5.1. Modelo conceptual de dirección de aportes sedimentarios en la Cuenca y cañón de Chicontepec (Aguayo y Santillán, 2009).

El modelo que más semejanza presenta, con lo ocurrido en el Campo Tajín, corresponde al propuesto por Mutti y Ricci (1972) que propone una distribución espacio temporal de facies y subambientes caracterizados por depósitos de abanico interno, medio y externo; cuyos flujos son transportados masivamente como derrumbes, deslizamientos, flujos de escombros y corrientes turbidíticas, depositados al pie del talud y en la cuenca marina profunda.

El origen de los clastos del abanico interno son variados y su distribución está controlada por los cañones submarinos en donde los sedimentos más gruesos se acumularon en la zona de derrumbes y en sistemas de canales; cuando hubo mayor carga de sedimentos los canales se desbordaron lateralmente a través de los flancos de canales y terrazas, depositando sedimentos finos en unidades delgadas gradadas.

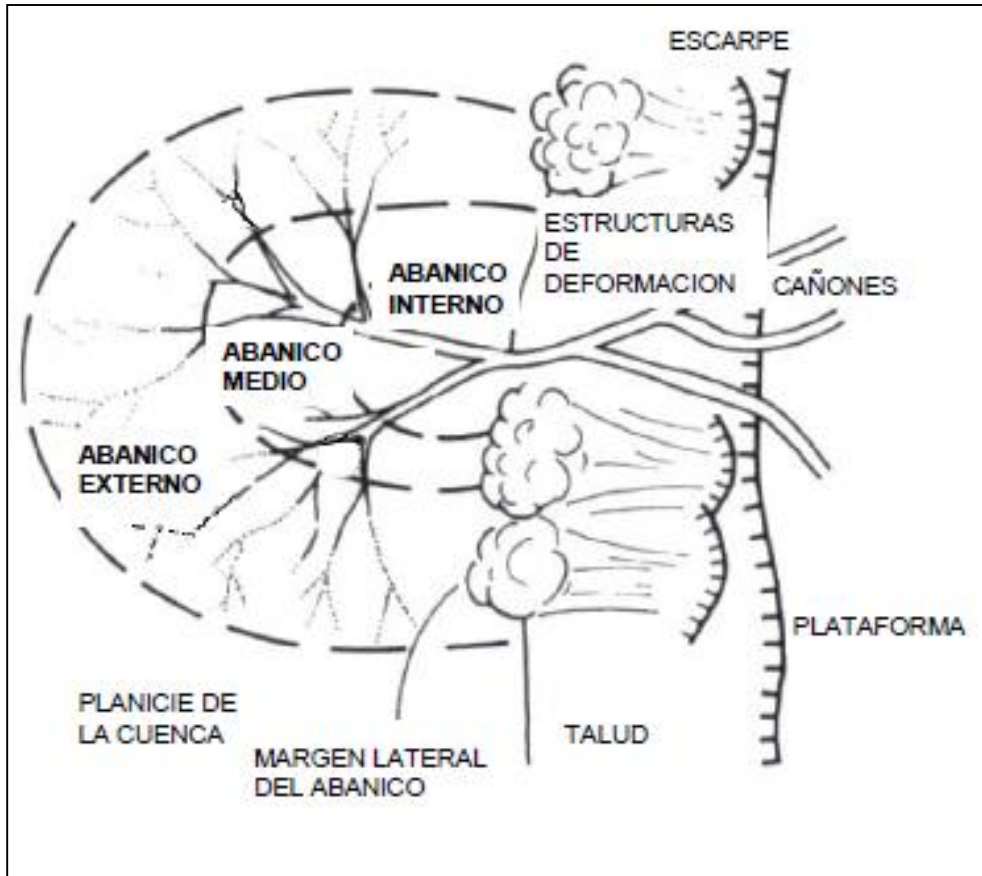
El abanico medio se caracteriza por su predominancia en areniscas y lóbulos de supra-abanicos, con superficies pulidas convexas; estos lóbulos muestran estratificación lenticular y estructuras someras de arrastre y son retrabajados a medida que los canales migran. Los sedimentos finos son depositados en las partes superiores de los canales y sobre superficies planas a medida que los canales desaparecen pendiente abajo.

El abanico externo tiene una superficie de ligera pendiente y recibe incrementos de depósitos de sedimentos suspendidos puntualizados por pulsos de turbiditas de grano fino. Los mantos gradados resultantes son delgados, lateralmente persistentes, y monótonamente superimpuestos, comúnmente a través de espesores estratigráficos considerables (Santillán, 2009).

En la figura 5.2 se muestra el modelo propuesto por Mutti y Ricci Luchi (1972) donde se observan los principales elementos del abanico submarino y en conjunto que representa los depósitos de turbiditas.

En la figura 5.3 se muestra un modelo análogo al de Mutti y Ricci, de la construcción multifásica de las masas de arena formando abanicos de ambiente profundo,

Los mecanismos de transporte ocurrieron por derrumbes y flujos de escombros, en forma de depósitos de pie de talud canalizados, estructuras por flujo de corriente y marcas por arrastre de partículas sugieren depósitos interlobulares, en donde parte de los abanicos son retrabajados por corrientes de tracción.



5.2. Vista en planta del Modelo de abanico submarino (Traducido de Mutti y Ricci, 1972).



5.3. Modelo análogo con la construcción multifásica de las masas de arena formando abanicos de ambiente profundo, (Tomado de R. M. Carter, en Howell and Normark, 1982).

V.1 Evolución Geológica.

La Cuenca de Chicontepec tiene origen en el Paleoceno-Eoceno, durante las últimas fases del levantamiento de la Sierra Madre Oriental (Orogenia Laramide), por lo que en la base del Grupo Chicontepec se tiene un conjunto de discontinuidades mayores y menores que separan diferentes episodios de sedimentación en una cuenca sintectónica. La sedimentación del Paleógeno se compone de turbiditas, donde se pueden distinguir complejos sedimentos terrígenos submarinos, zonas de derrumbes, abanicos submarinos y zonas de desborde.

De acuerdo a lo reportado en diferentes publicaciones, en la región Tampico-Misantla se tiene un registro estratigráfico que va del Paleozoico al Reciente, cuya evolución se describe a continuación.

V.1.1 Paleozoico.

Durante el periodo Carbonífero y Pérmico se interpreta que ocurrió sedimentación de tipo de plataforma clástica y carbonatada, para después convertirse en un ambiente de aguas profundas; posteriormente por la Orogenia Apalachiana-Ouachita-Marathon, la región sufrió acreción sobre el cratón de Norteamérica, como consecuencia de este proceso de colisión se formaron rocas metamórficas; cuyos afloramientos más próximos se encuentran en el núcleo del Anticlinorio de Huayacocotla y en el macizo de Tezuitán, Puebla y como basamento en el subsuelo de la Cuenca de Chicontepec (Nava et al, 2001). A finales del Pérmico se produjo actividad intrusiva, se cerraron los océanos y se crea el súper continente Pangea.

V.1.2 Mesozoico.

En este tiempo hubo importantes eventos tectono-sedimentarios que modificaron a la paleogeografía del país, dichos eventos se encuentran evidenciados en grandes secuencias sedimentarias que afloran en la Sierra Madre Oriental al occidente de la Cuenca de Chicontepec.

La disgregación de Pangea fue uno de los eventos más importantes que ocurrió al inicio del Mesozoico y permitió que se formara el actual Golfo de México, ocasionando movimientos tectónicos causantes de una serie de fallas con horst y grabens que determinaron la sedimentación local y regionalmente (López-Ramos, 1981).

Durante el Triásico Temprano y Medio, México tuvo invasiones oceánicas, mismas que están documentadas por secuencias marinas que afloran en el Oeste de Zacatecas y la región de Caborca en Sonora, donde se tienen secuencias del Cárnico, Rético y Nórico.

Posteriormente para el Triásico Tardío los sedimentos son continentales, producto de la erosión de rocas del basamento, por lo que, se depositaron de forma discordante en las zonas continentales de topografía baja, areniscas, conglomerados y lutitas. En esta etapa ocurrieron procesos tectónicos que originaron deformación por extensión que originaron la separación de la placa Norte-Americana de la Africana, ocasionando horst y grabens (Aitken et al. 1984).

Los grabens sufrieron la recepción de clastos continentales que se denominaron como Capas Rojas de la Formación Huizachal, compuesta de arcosas, limolitas, lutitas y conglomerados con intercalaciones de lavas, diques y mantos de composición basáltica y andesítica, con intrusiones de cuerpos graníticos y granodioríticos. Se interpreta que el material volcánico observado en dichas formaciones fue producto de la actividad del arco del Triásico Tardío.

Las secuencias de terrígenos continentales tienen una amplia distribución en varias localidades de los estados de Tamaulipas, Hidalgo, Veracruz, y Puebla. También se correlaciona con otras unidades litológicas que afloran en el sur de Coahuila, este de Durango, norte y sur de San Luis Potosí, oeste y sur de Tamaulipas, sur de Nuevo León, este de Hidalgo y norte de Veracruz (Salvador, 1987).

Para el final del Triásico e inicio del Jurásico, Pangea seguía fragmentándose, y se consolida la expansión del fondo marino iniciándose la evolución del Océano Atlántico; a finales del Jurásico Medio se inicia la apertura del Golfo de México. Este evento formó extensos cuerpos de agua hipersalinas, con una circulación sumamente restringida, con clima tipo desértico, lo que favoreció el depósito de grandes volúmenes de evaporitas en la parte central del Paleogolfo de México, en especial durante el Calloviano (Salvador, 1991).

Durante todo el Jurásico ocurrió una estructuración del basamento conformado por rocas ígneo-metamórficas de edad permotriásicas en grabens y semigrabens. Su geometría y distribución dejó una fuerte firma en la estratigrafía y paleogeografía en el Jurásico, ya que controló la invasión oceánica y la generación de las plataformas carbonatadas y rampas; la margen protegida en las partes de los grabens y semigrabens pasaron a ser cuencas ya que correspondían con zonas bajas. Todo esto enmarcado con una transgresión marina global.

En el Jurásico Inferior (Liásico), una transgresión cubrió áreas de topografía baja y da origen a la Cuenca de Huayacocotla, la cual al desarrollarse da lugar al depósito de la Formación Huayacocotla (Arellano et al, 2004).

Durante el Jurásico Inferior se incrementó la transgresión marina relacionada con la apertura del Atlántico Norte y el Golfo de México. Sumado a esto, la corteza oceánica fue también generándose, plegándose la Cuenca de Huayacocotla y exhumando nuevamente el área de estudio, ocasionando intemperismo y erosión

que dieron origen a clastos depositándose en las zonas de topografía baja, originando a la Formación Cahuascal (Arellano et al, 2004).

El Golfo de México continuó expandiéndose y hacia el occidente ocurrió vulcanismo de tipo andesítico de la Formación Tenexcate, al sur de Poza Rica, Veracruz (Nava et al 2001).

En el Calloviano, comenzó una transgresión regional dejando entrar las aguas marinas que formaron mares someros, cuencas marinas profundas y elementos paleogeográficos positivos aislados, asociados a sistemas de fallas transformes que originaron cambios de manera individual. Se dio lugar a una sedimentación siliciclástica en algunos sitios y, en otros se formaron cuencas marinas someras, donde se depositaron evaporitas.

El relieve formado por las fosas y pilares fue modificado; en las depresiones se formaron cuencas sedimentarias en las que se depositaron sedimentos de ambientes transicionales y marinos. Las rocas que representan a estos eventos afloran en el anticlinorio de Huayacocotla y sobre el Macizo de Teziutlán y en el subsuelo de la Provincia Tampico-Misantla en los estados de San Luis Potosí y en el Norte de Veracruz. Las arcosas, lutitas, limolitas carbonosas, calizas y evaporitas fueron las litologías predominantes en este tiempo. Entre las unidades del Jurásico Temprano y Medio existe una discordancia, la cual indica condiciones de erosión repetitiva, previas a un ambiente marino.

Mientras ocurría la tectónica extensiva, del Jurásico Medio hasta el Cretácico, se propagó una transgresión marina con depósitos de carbonatos, terrígenos y evaporitas; interpretándose una invasión marina en el Calloviano-Oxfordiano, donde, en la actual planicie costera, se desarrolló un sistema de islas en cuyas márgenes se depositaron en el Kimmeridgiano las rocas de alta energía (oolitas y calcarenitas) de la Formación San Andrés. Sobre las depresiones que se ubicaban entre las áreas positivas se depositaron calizas arcillosas y lutitas negras de la Formación Tamán. Durante el Tithoniano, la transgresión continuó y se depositó la Formación Pimienta, constituida por lutitas y carbonatos arcillosos con pedernal (Nava et al, 2001); las secuencias calcáreo-arcillosas de este tiempo se consideran las mejores rocas generadoras del sistema petrolero de la Cuenca de Chicontepec.

La velocidad de incidencia entre la placa oceánica de Farallón y la continental de Norteamérica, en el Pacífico, tuvo un incremento de 6 a 7 cm/año, hasta finales del Cretácico. A la vez, la placa de Farallón tuvo un cambio en su inclinación a menos de 10° que causó que la actividad magmática migrara hacia el oriente y con ello iniciar un evento tectónico de deformación y convergencia hacia el noreste que se conoce como la Orogenia Laramide (Aguayo et al, 1996).

En el Cretácico, la placa de Farallón empieza a subducirse causando un ajuste tectónico, separando y desplazando masas continentales.

La transgresión que tuvo inicio en el Jurásico Superior continuó a escala continental durante el Cretácico Inferior y la base del Cretácico Superior con desarrollo de bancos, rampas y plataformas carbonatadas, como las de Tuxpan, Orizaba, El Doctor, entre otras; en las que se favoreció el crecimiento de núcleos arrecifales en las márgenes de las plataformas, lo que dio origen a la Plataforma de la Faja de Oro y al complejo arrecifal que rodea a la Plataforma de Valles-San Luis Potosí con la Formación El Abra; mientras que en las partes profundas se depositaron los sedimentos y calizas con pedernal de las formaciones Tamaulipas Inferior y Superior; en el talud se depositaron brechas calcáreas de la Formación Tamabra (Arellano et al, 2004).

El periodo Cretácico es el que registra mayor profundidad en el nivel del mar de todo el Eón Fanerozoico, creando como consecuencia la formación de extensos mares epicontinentales, particularmente del Albiano-Cenomaniano; al mismo tiempo, el Golfo de México y el mar Proto-Caribe se ampliaron más por la continua extensión oceánica, y la placa de Farallón continuó su proceso de subducción.

Para el tiempo comprendido del Albiano-Cenomaniano, casi todo México estaba debajo del nivel medio del mar, inclusive la zona de estudio, dentro de una cuenca semicerrada entre las plataformas de Tuxpan y El Doctor, con rocas calcáreas pelágicas con sus respectivos cambios de facies; durante este tiempo se precipitó una gran cantidad de rocas carbonatadas en toda la parte de Noreste de México.

En la figura 5.2 se ilustra de manera esquemática la columna estratigráfica del Jurásico y Cretácico con los más importantes cambios en el nivel del mar que explican los cambios de ambientes y de facies en un intervalo de tiempo de 100 millones de años.

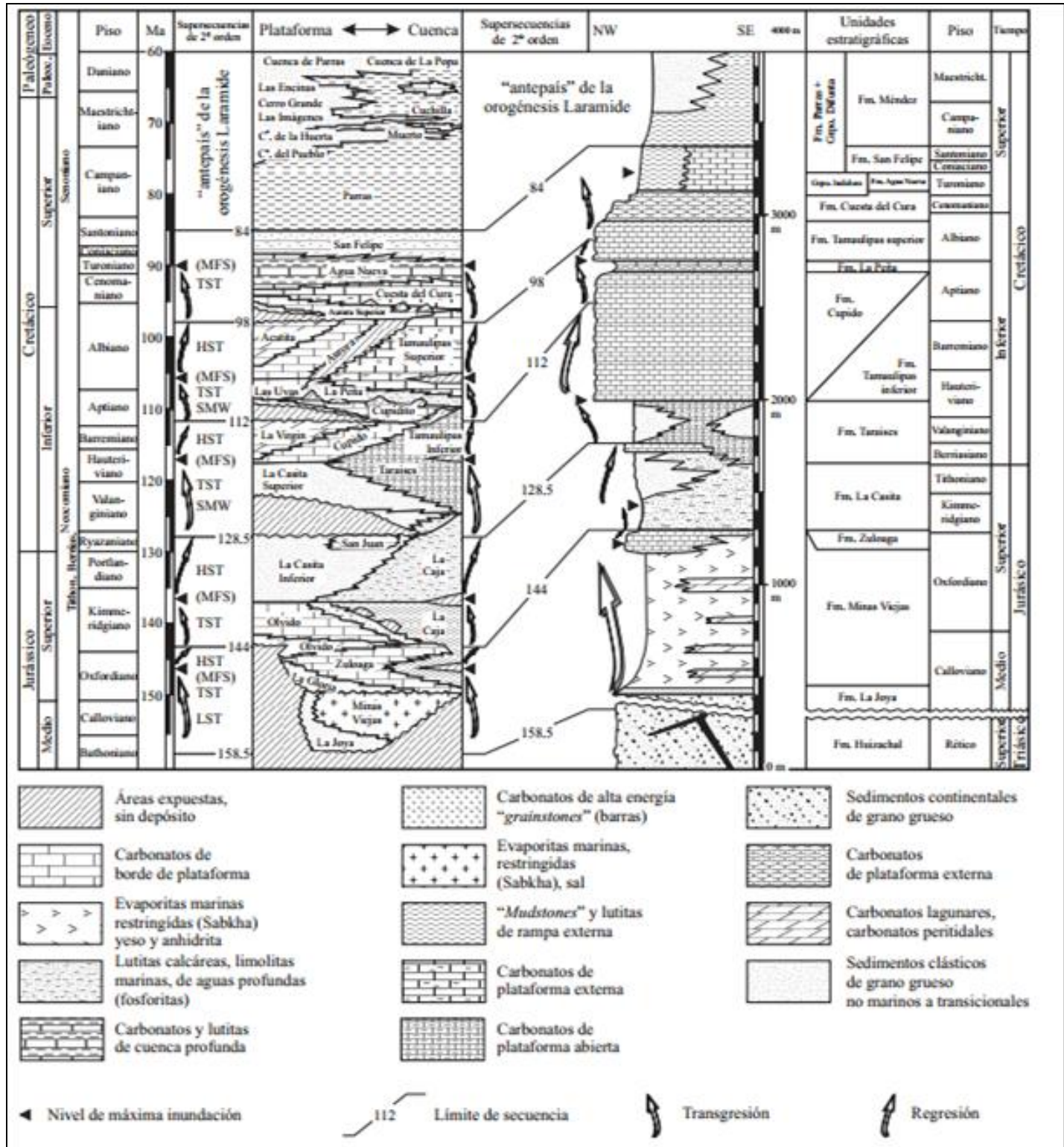


Figura 5.2. Correlación de las columnas estratigráficas para el Noreste de México. LST: lowstand system tract, TST: transgressive system tract, MFS: maximum flooding surface, HST: highstand systems tract, LSW: lowstand wedge y SMW: shelf margin wedge, (Tomada de Ocampo-Díaz, 2008).

Durante el Cretácico Tardío la región experimentaba esfuerzos que originaron levantamiento y la formación de zonas continentales al occidente; lo que se refleja en el aporte de material terrígeno y volcánico a las cuencas marinas del sector central y oriental de México, que originaron a formaciones calcáreo- arcillosas de las formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez. Estas potentes secuencias se depositaron al inicio del evento orogénico laramídico, y por lo mismo, desde finales del Cretácico y principios del Paleógeno la región estuvo sujeta a esfuerzos compresivos originados por dicho evento, que también afectó toda la secuencia mesozoica con plegamientos y fallamientos, resultando en esta fase de deformación la elevación de la Sierra Madre Oriental; también se formaron pliegues y fallas en el subsuelo de la Planicie Costera del Golfo de México, como ocurre en el subsuelo de la zona que ocupa la Cuenca de Chicontepec.

La evolución sedimentaria y distribución de facies de las secuencias cretácicas que componen a la Sierra Madre Oriental, controladas por la paleogeografía, tuvieron una influencia directa sobre el plegamiento posterior, de tal forma que las evaporitas del Oxfordiano, en la Cuenca del Centro del país y las evaporitas en la Plataforma de Valles-San Luis, proporcionaron despegues que dieron origen a desbordamientos de salientes estructurales, en donde se produjeron pliegues de diversa geometría, fallas emergentes y largos levantamientos; el acortamiento calculado es en promedio de 30%, mientras que el despegue en áreas con terrígenos se alcanzan con acortamientos del orden del 50% con una deformación que consiste en fallas imbricadas y pliegues por doblamiento y por propagación de fallas, como ocurre en los extremos NW y SE de esta importante cadena montañosa producida por tectonismo.

Gracias a ésto se formó una cuenca sintectónica que fue rellenada por turbiditas, con secuencias arcillo - arenosas de del Grupo Chicontepec (Arellano et al, 2004), con cuatro episodios importantes en el nivel del mar que quedan registrados como discordancias.

Al final del Cretácico, después de la migración del bloque Yucatán hasta su posición actual, impacta el meteorito Chicxulub. El impacto deja un cráter que se encuentra en la parte Noroeste de la península de Yucatán, lo cual trajo un cambio climático muy importante, con lo que los procesos de sedimentación cambiaron notablemente en el Paleo-Golfo de México. Este evento fue tan caótico que causó una extinción masiva a nivel mundial, ya que ocurrió un cambio climático de forma rápida.

V.1.3 Cenozoico.

A inicios del Paleoceno, la Sierra Madre Oriental, se empezó a erosionar aportando sedimentos terrígenos a la Cuenca de Chicontepec; se desarrollaron inicialmente corrientes fluviales que transportaron gran cantidad de sedimentos finos de la Formación Velazco.

Las características que presentan los sedimentos que rellenan la Cuenca de Chicontepec son de origen turbidítico acumulándose depósitos de gravedad y abanicos submarinos, por lo que se encuentran numerosos lóbulos, canales, zonas de derrumbes y zonas de desbordo.

Durante el Paleoceno Temprano, la Cuenca de Chicontepec sufrió un proceso de intensa erosión causada por la inestabilidad tectónica y procesos de erosión causadas por corrientes submarinas, las cuales no solo erosionaron a las formaciones del Paleoceno, sino también a las del Jurásico Superior, dando lugar así a una discordancia progresiva entre las rocas Mesozoicas y las rocas del Cenozoico. Estas discordancias progresivas son discontinuidades angulares que lateralmente se amortiguan pasando a superficies de concordancia (figura 5.5); son un tipo de discordancias sintectónicas cuyo origen se asocia con la Orogenia Laramide.

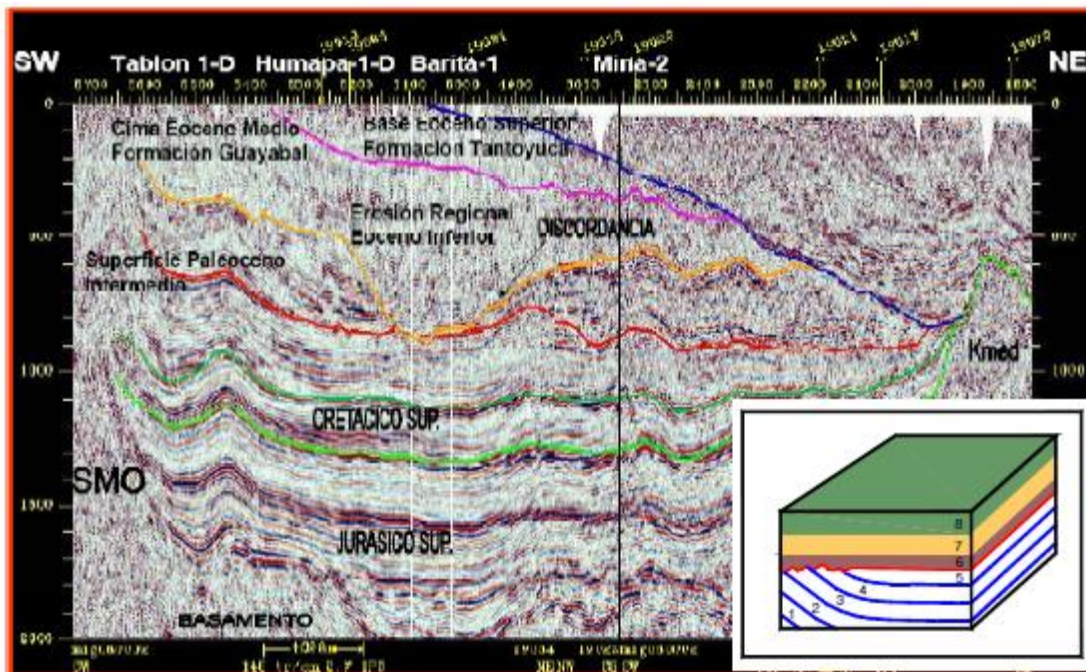


Figura 5.5. Sección Sísmica y esquema de una discordancia progresiva (Tomada de Pemex, 2002, en Arellano et al, 2004).

Las discordancias fueron controladas al oriente por rocas carbonatadas de la Plataforma de Tuxpan y por el Frente de la Sierra Madre Oriental al occidente. Las unidades calcáreas y calcáreo-arcillosas mesozoicas fueron erosionadas en varios niveles formando así la discordancia progresiva, por lo que las secuencias jurásicas y cretácicas fueron erosionadas y cubiertas por las areniscas y lutitas de diferentes espesores del Grupo Chicontepec.

El espesor del depósito de clásticos de la Cuenca de Chicontepec es variable, pudiendo ser mayor a 2500 m (Contreras, 1979) y su relación de arcillas y arenas es de 64% presentando formas lenticulares de 5 a 40 m de espesor (Aleman,

1980; Pérez, 1990), mientras que en el área del Campo Tajín el espesor máximo de depósito es de 1600 m (CNH-UNAM, 2012).

Pérez (1990) sugiere que las formas lenticulares son discontinuas, pues, durante el periodo de depósito, los canales que transportaban los sedimentos continentales no lograban cubrir toda la extensión de la cuenca y quedaban delimitados por los depósitos previos; en otros casos ocurrió redepositación por las corrientes de fondo.

Los mayores espesores de arenisca se localizan en la parte axial de la Cuenca, misma dirección de la una de las corrientes principales que transportaba a los terrígenos en dirección de NW a SE (Alemán, 1980), lo que corresponde a corrientes de fondo principalmente.

En el Paleoceno Tardío, se establece la combinación de litofacies isócronas, una constituida por sedimentos arcillosos con contenido faunístico característico de aguas profundas, que varían lateralmente a otra litofacies arcillo-arenosa de ambiente turbidítico con una marcada asociación faunística de aguas someras y profundas, esta variación y polaridad de facies, se ejemplifica como un caso sedimentario de ambiente de antefosa (Hernández, 2005).

A fines del Paleoceno, en el extremo meridional de la cuenca de Chicontepec ocurrió un levantamiento estructural diferencial con respecto a la porción septentrional llamado Levantamiento de Santa Ana; a causa de este levantamiento se erosionó gran parte de la columna sedimentaria mesozoica, para formar canales submarinos que cortaron principalmente rocas cretácicas y jurásicas. Los límites erosionales presentan un patrón paralelo con las estructuras orogénicas emergidas del Cretácico. Esta complejidad ocasionó una gran variedad de material sedimentario con características diversas, pero con origen y edad diferentes. Para el Eoceno Temprano, los canales submarinos creados en la Cuenca de Chicontepec, fueron rellenados por sedimentos clásticos provenientes, al occidente, de la Sierra Madre Oriental; del Oriente, de la Plataforma de Tuxpan, y desde el noreste por las corrientes de fondo.

A diferencia de otras cuencas, la Cuenca de Chicontepec no sufrió grandes deformaciones por parte de la Orogenia Laramide, ya que esta se encontraba en su fase final. Se presentan ligeros plegamientos y desplazamientos de paquetes estratigráficos debido al basculamiento de toda el área exhumando la parte occidental de la cuenca (Pérez, 1990). Posteriormente ocurrieron cambios de depósito y en el tipo de sedimento en la Cuenca de Chicontepec, controlados por los paleo-relieves submarinos, acumulándose las formaciones Aragón, Guayabal, Tantoyuca y Chapopote (Nava et al, 2001).

En el Oligoceno la planicie costera volvió a cubrirse de aguas someras depositándose así las formaciones Horcones, Palma Real, Alazán, Mesón, Coatzintla y en parte Escolín, la secuencia de cobertura en su conjunto llegó hasta los 10 000 m de espesor (Nava et al, 2001). Estos depósitos fueron acompañados

por eventos ígneos de composición intermedia. La zona que ocupa la Cuenca de Chicontepec siguió su evolución con una subsidencia continua durante todo el Oligoceno y hasta el Mioceno Inferior. Se interpreta que durante el Mioceno Temprano se empieza con el depósito de sedimentos transgresivos (clastos gruesos en la base y finos en la cima) de aguas poco profundas, relacionados con un basculamiento del basamento por los fenómenos de subsidencia, correspondientes a las formaciones Escolín y Coatzintla del área de Poza Rica (Hernández, 2005).

La transgresión duró hasta el Mioceno Temprano ya que los depósitos del Mioceno Medio poseen características regresivas; esta condición continuó con algunos cambios menores en el nivel del mar; hasta el Mioceno Tardío. Al finalizar el Mioceno nuevamente se tiene el depósito de una secuencia transgresiva definida por la acumulación de sedimentos conglomeráticos arenosos a arcillosos provenientes de la Formación Tuxpan.

La actividad volcánica del Plioceno-Cuaternario se manifiesta en el área de estudio por la presencia de derrames fisurales de lava basáltica, acumulados sobre la secuencia sedimentaria del Mioceno. Al final del Plioceno, como consecuencia probable de un levantamiento regional y debido a las condiciones climáticas húmedas, la región quedó cubierta por conglomerados derivados de la erosión de la Sierra Madre Oriental, como de las rocas del Paleógeno más antiguas que enfloran en la parte occidental de la planicie costera del Golfo de México .

Durante el Cuaternario ocurre un evento muy importante para el sistema petrolero y es un esfuerzo de cizalla en un sistema transpresivo que originó estructuras de flor positiva, con un importante desarrollo de fracturas verticales que afecta localmente a toda la columna mesozoica y cenozoica del Campo Tajín, con fallas laterales de componente derecha y fallas inversas de segundo orden; y también se desarrollaron sistemas de fracturas que afectan principalmente litologías con predominancia de arenas, lo cual aumentó su porosidad, así como la permeabilidad y marcó las rutas de migración de hidrocarburo. Sin embargo, cuando los fragmentos son principalmente de carbonatos, hubo precipitación en los poros de calcita, lo que originó cementación con la consecuente pérdida de porosidad.

Capítulo VI

Sistema Petrolero

Capítulo VI. Sistema Petrolero.

VI.1 Introducción.

El sistema petrolero de Chicontepec está bien definido, donde sus secuencias estratigráficas, las discordancias y las fallas laterales son las que condicionan la existencia de los yacimientos de hidrocarburos líquidos y la presencia de gas.

VI.2 Sistema Petrolero Chicontepec.

El sistema Chicontepec, tiene como límites, al oriente, a la Sierra Madre Oriental y, al poniente, a la Faja de Oro, dentro de los estados de Veracruz y Puebla, y corresponde a los activos de producción de Poza Rica y Altamira, ambos de la Región Norte.

Con anterioridad, autores como Vázquez (2008) definían a este Sistema exclusivamente como Puro, dado que no presentaba ninguna deformación estructural significativa con trampas de tipo estratigráfico asociadas con abanicos submarinos, superficies de erosión, barras arenosas, rellenos de paleocanal y zonas de desborde; sin embargo, se pueden encontrar pliegues suaves, dos sistemas de fallas laterales (par conjugado) y zonas fracturadas, por lo que el sistema petrolero se clasifica como híbrido.

Es de gran importancia tomar en cuenta que varios sectores productores se encuentran internamente entre dos fallas, por lo que en estos casos solo se tienen trampas de tipo estratigráfico, que están asociadas con lóbulos, rellenos de paleocanal y barras de desborde, sin embargo, el fracturamiento si llega a afectar los cuerpos lenticulares, areniscas predominantemente, por ser unidades de roca de mayor competencia mecánica y al ser afectados por esfuerzos de cizalla regional.

VI.2.1 Roca generadora.

Las rocas generadoras de este sistema son las mismas que las de la Provincia Tampico-Misantla, de las formaciones Santiago, Tamán y Pimienta del Jurásico Superior, correspondientes a las facies arcillo-calcáreas, y en menor medida a los horizontes arcillosos de las formaciones Chicontepec Inferior y Medio; aunque estas últimas se encuentran frecuentemente inmaduras.

En las secuencias del Jurásico Tardío se tiene una alta concentración de materia orgánica en fase madura, mientras que en la secuencia del Paleoceno es menor e inmadura; considerando que el relleno sedimentario terrígeno cenozoico de la cuenca no es uniforme, ya que el espesor de la cubierta puede ser desde 1000 m en la parte periférica y de 3000 en el depocentro de ésta; lo que causa que exista una maduración térmica distinta debido al sepultamiento diferencial.

Las formaciones jurásicas son principalmente generadoras de hidrocarburos líquidos con menor volumen de gases ya que provienen de kerógeno tipo II (figura 6.1); en cambio, las formaciones Chicontepec Inferior y Medio Tienen potencial generador principalmente de gas, esto es debido a que proviene de kerógeno tipo III, leñoso y carbonoso, sin embargo, se encuentra en fase inmadura en varios sectores de la cuenca, tal como ocurre en el área de Agua Fría, donde en los afloramientos se puede observar materia orgánica con madera carbonizada muy deleznable, lo que indica que se encuentra en la fase de diagénesis.

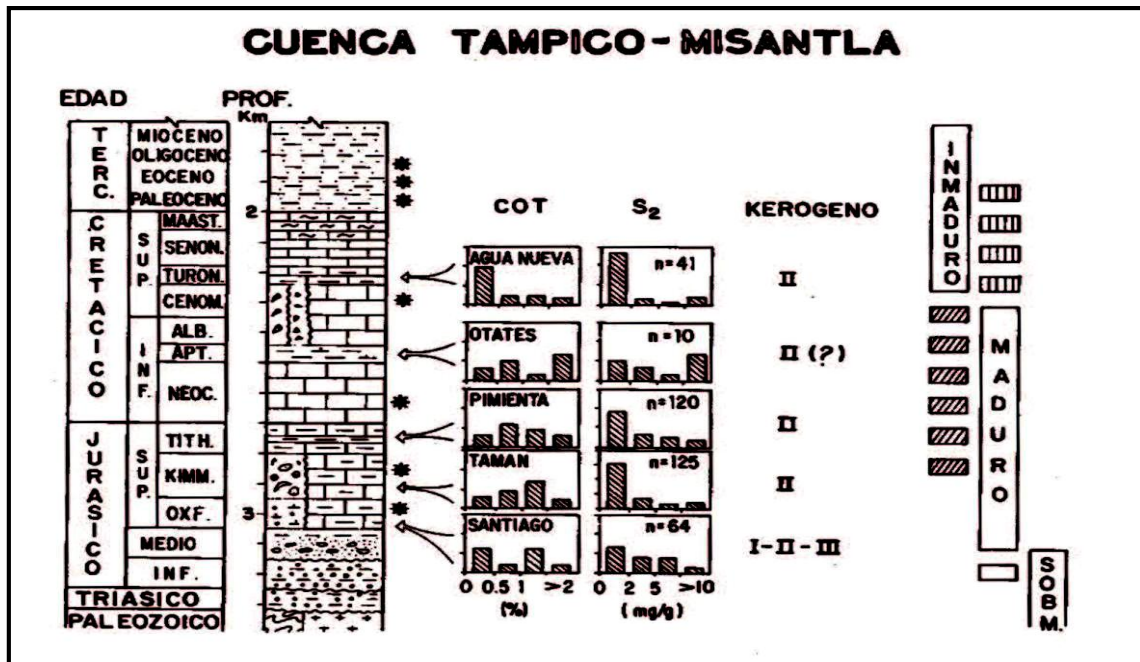


Figura 6.1. Tipo de kerógeno y nivel de maduración en las rocas generadoras de la Provincia Tampico-Misantla (González y Holguín, 1992).

A continuación se describen las principales características de las rocas generadoras:

Formación Santiago.

Esta formación está constituida principalmente de lutitas carbonatadas negras, microlaminadas, limolitas arcillosas, calizas arcillosas piritizadas y horizontales de nódulos calcáreos, la fauna está representada por algunos bivalvos y cefalópodos de edad del Oxfordiano. El espesor varía de 10 y 755 m donde su porción más grande se encuentra al sur de la cuenca.

Su Contenido Orgánico Total (COT) y de Hidrocarburos potenciales (S₂) se encuentra entre regular y excelente, 0.5-6.3%, con 0.2-39.1 mg/g roca respectivamente. El kerógeno muestra un Índice de Hidrogeno (IH) entre 21 y 1079, con temperaturas máximas de pirólisis (T_{max}) que varían entre 425 y 525° C. Las características de la materia orgánica indican la presencia de un kerógeno original predominante de tipo II, que se encuentra desde incipientemente maduro

hasta sobremaduro, en la fase madura éste genera aceite y gas, pero en su fase sobremadura solo produce gas; tiene también en poca proporción kerógeno I y III (figura 6.2). Los biomarcadores indican un ambiente marino salobre subóxico arcillosos (Hópanos: $29 < C_{30}$, $C_{34} > 35$, alta relación Diasteranos/ Estéranos), (Vázquez, 2008).

Formación Tamán.

La Formación Tamán está compuesta por mudstones y calizas arcillosas, lutitas calcáreas laminares y escasas limolitas, con espesores máximos de 998 m, tiene una buena estratificación y los carbonatos predominan sobre la arcilla. Los organismos presentes son radiolarios, esponjas, pelecípodos, cefalópodos y equinodermos del Kimmeridgiano.

El porcentaje de COT varía entre 0.1 y 5.4% mientras que sus valores de S2 fluctúan entre 15 y 925 mg/g y el Tmax de 421 a 527 °C, los biomarcadores indican un ambiente marino salino anóxico carbonatado (Hópanos: $C_{29} > C_{30}$, $C_{34} < C_{35}$, con muy baja relación Diasteranos/Estéranos), (Vázquez, 2008).

Formación Pimienta.

La Formación Pimienta se compone por mudstones y calizas arcillosas negras, ligeramente piritizados, con estratificación delgada e intercalaciones de lutita negra laminar, bentonita y lentes de pedernal con espesores máximos de 485 m, la fauna está constituida por *Calpionella* sp., *Fibrosphaera* sp. Y *Globochaete alpina* del Tithoniano.

Su porcentaje de COT se encuentra entre 0.2 y 6.5% y el S2 entre 0.2 y 43.4 mg/g; el IH varía entre 18 y 959, mientras que la Tmax se encuentra entre 412 y 476 °C. Los biomarcadores indican un ambiente marino salino anóxico carbonatado arcilloso (Hópanos: $C_{29} >> C_{30}$, $C_{34} < C_{35}$, regular relación Diasteranos/Estéranos), (Vázquez, 2008).

Grupo Chicontepec.

Este consiste en las secuencias del Paleoceno-Eoceno, con materia orgánica leñosa y carbonosa, que corresponde a materia orgánica transportada, rebajada y parcialmente oxidada proveniente de plantas continentales, por lo que corresponde con kerógeno tipo III.

El tipo de materia orgánica y el índice de hidrógeno menor al de oxígeno, indica que los hidrocarburos generados en estas secuencias terrígenas corresponden a la fase gaseosa, aunque la mayor parte de la cuenca, la materia orgánica, está en la fase inmadura (Martínez Contreras, 1988).

Las formaciones Santiago y Pimienta son las más importantes dado que su riqueza orgánica es alta y la madurez que presenta el kerógeno contenido en ellas es de tipo I y II, encontrándose predominantemente dentro de la ventana de generación de aceite y gas; sus mayores espesores se encuentran en los grabens que son los principales focos oleogeneradores. El COT promedio se encuentra alrededor de 2% y el IH de 500 mg HC/g COT (López, 2008).

VI.2.2 Generación-Expulsión de Hidrocarburos.

La fase de expulsión de hidrocarburos empezó a finales del Cretácico, en la parte occidental de la cuenca, migrando en el momento crítico hacia el oriente por efecto de la Orogenia Laramídica. Este evento compresivo causó dislocamiento de las rocas del Jurásico-Cretácico en el subsuelo de la que hoy ocupa la Cuenca de Chicontepec; el levantamiento del borde occidental de la Plataforma de Tuxpan, provocó cambios que propiciaron que la secuencia aflorará, por lo que ocurrió erosión e infiltración de aguas oxigenadas en las rocas carbonatadas del Cretácico Inferior y Superior. Las bacterias contenidas en estas aguas se alimentaron de las fracciones ligeras de las parafinas, provocando la degradación de los hidrocarburos, que ayudó a la migración y a su acumulación, en las rocas almacenadoras.

La subsidencia y erosión submarina se mantuvo, durante el Neógeno, hacia el Golfo de México gracias al reacomodo isostático postorogénico y los cambios eustáticos del nivel del mar; logrando con esto continuar la expulsión, migración y remigración de hidrocarburos y el relleno de las trampas estructurales mixtas y estratigráficas.

Las rocas generadoras no tienen un espesor uniforme, encontrándose que los espesores mayores tienen en las zonas donde se tenían grabens en el Jurásico Superior donde se tiene un mayor relleno sedimentario que ha permitido la maduración de la materia orgánica, convirtiéndose en los principales focos oleogeneradores; su área promedio es de 907 km² y su espesor 550 m. El promedio del COT es 2.2% y del IH alrededor de 500 mg HC/g COT, (Vázquez, 2008).

En las zonas de los grabens el potencial remanente es aún bueno, y se caracteriza por contener kerógeno precursor de aceite, con una madurez en el pico de generación de aceite de 0.8 a 1% con una relación de transformación del kerógeno en hidrocarburo del 45%, lo que nos permite calcular una carga inicial promedio de 13 ton/m² (Vázquez, 2008).

Las formaciones con mayor potencial del COT son Santiago y Pimienta, teniendo en su mayoría kerógeno tipo II, encontrándose dentro de la ventana de generación del aceite. En la figura 6.2 se muestra de manera esquemática las principales características de las rocas potencialmente almacenadoras.

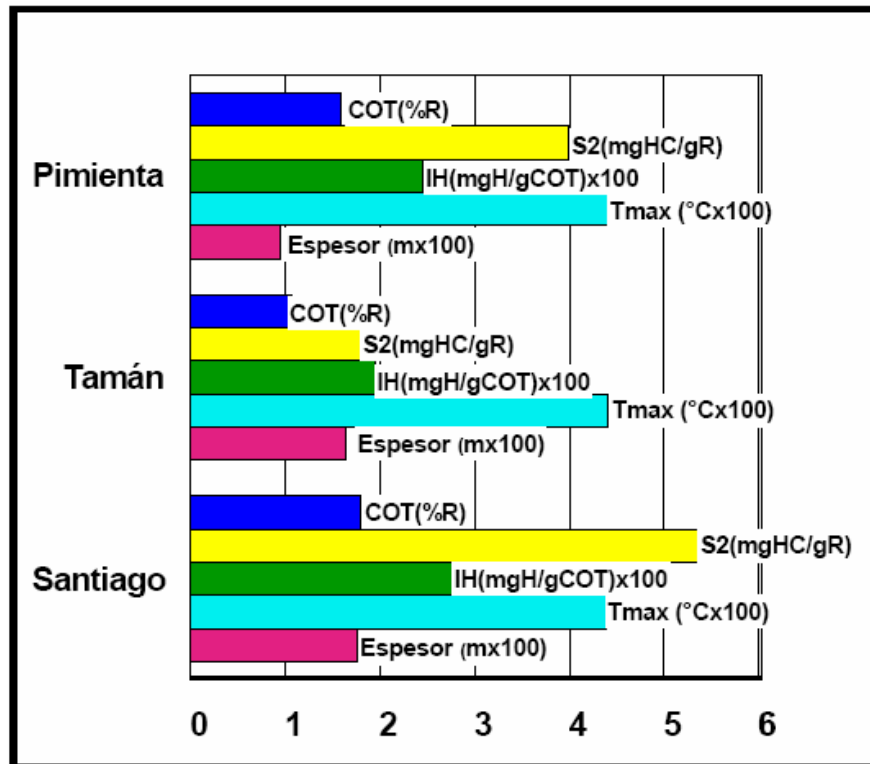


Figura 6.2. Características de las rocas generadoras en la Cuenca de Chicontepec (PEMEX, 2005).

VI.2.3 Rocas almacenadoras.

El sistema petrolero está compuesto por rocas productoras de la Formación Tantoyuca y las unidades estratigráficas superiores del Grupo Chicontepec en sus horizontes con predominancia de areniscas, las cuales predominan litarenitas y grauvacas lítica de grano fino a medio y algunos estratos conglomeráticos de matriz arenosa.

La continuidad lateral de los cuerpos lenticulares depende de la geometría y profundidad y profundidad del paleoelemento, y a pesar de que presentan espesores variables, pueden ser cortados por los sistemas de fallas. El Grupo Chicontepec tiene bastantes variaciones de forma horizontal como vertical en cuanto a sus características petrofísicas de porosidad y permeabilidad, que tienen relación con sus constituyentes líticos, carbonatos en su mayoría, que varían en porcentajes del 20 y 40%; también se tiene que considerar el contenido y tipo de arcillas.

Las principales rocas almacenadoras del Campo Tajín son las de la Megasecuencia Media (Unidad 2), que se localiza entre las discordancias A y B, está formada por cuerpos arenosos y limo arcillosos en forma tabular y lenticular, sin embargo, los cuerpos arenosos están separados horizontal y verticalmente por materiales arcillosos y limosos.

La Megasecuencia Media, presenta gran abundancia de cuerpos lenticulares con predominancia de areniscas, que también presentan características petrofísicas adecuadas para conformar trampas estratigráficas (figura 6.3).

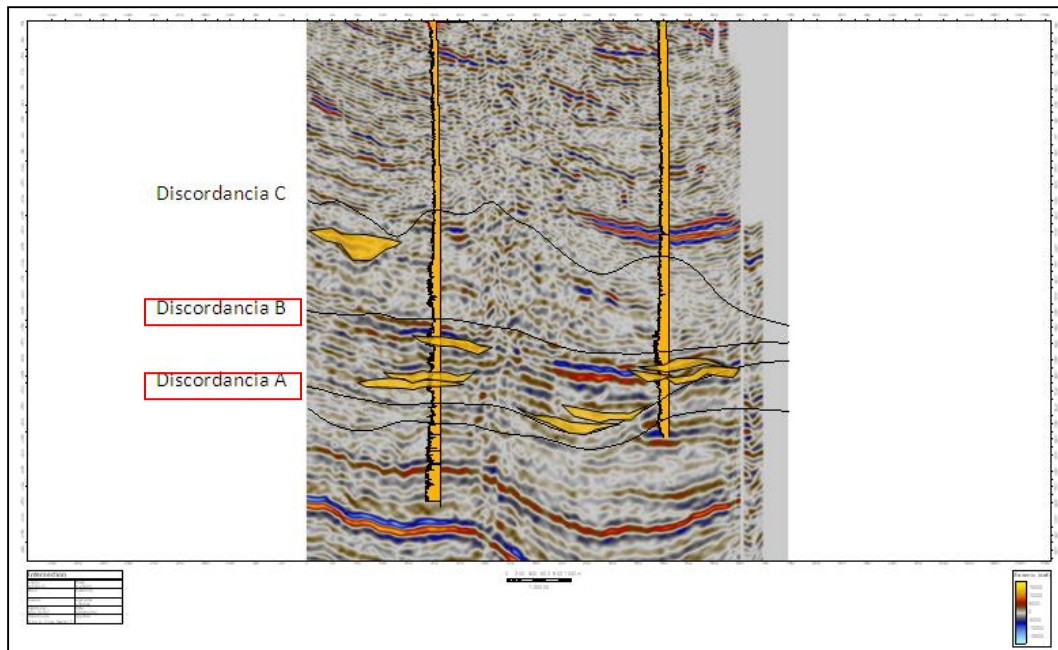


Figura 6.3. Megasecuencia Media con cuerpos arenosos lenticulares del Campo Tajín, con secuencias arenosas lenticulares productoras indicadas en color amarillo entre la discordancia A y B (CNH-UNAM, 2012).

Las areniscas con mayor potencial almacenador tienen a una geometría lobular, barras de desborde o canales distributarios, de espesores entre 2 y 30 m. Los rellenos de canal son los más atractivos para contener hidrocarburos en grandes volúmenes, dado que tienen grandes espesores, pero tienden a ser muy escasos en la región. Además, la secuencia clástica correspondiente con la Formación Tantoyuca del Eoceno Superior, también tiene algunos cuerpos lenticulares potencialmente almacenadores.

VI.2.4 Roca sello.

El Grupo Chicontepec cuenta con facies arcillosas, arcillo-limosas, arcillo-arenosas y limosas interestratificadas con areniscas de grano fino dentro de las secuencias las que actúan como rocas sellos. En los sectores Norte y Centro de la cuenca, el sello principal está compuesto por sedimentos arcillosos del mismo Grupo Chicontepec, localizados por encima de la erosión regional de edad Eoceno Temprano, mientras que en la zona de Tajín, al sureste, el sello son principalmente las rocas arcillosas de la Formación Guayabal; que incluyen una secuencia de margas color verde olivo, con estructura nodular, e intercalaciones de lutitas plásticas de color verde a café ligeramente arenosas de aspecto masivo. La estratificación, por lo general, no es muy clara y ocasionalmente tiene una

estructura laminar, particularmente cuando tiene intercalaciones de areniscas. Su espesor varía de 60 a 1 200 m, incrementándose de norte a sur (Nava y Alegría, 2001)

VI.2.5 Trampas.

En la Cuenca de Chicontepec existen distintos tipos de trampas, como lo son las de variación de permeabilidad o las mixtas. A continuación se describen las características pertinentes.

Trampas por Variación de Permeabilidad.

Este tipo de trampa es la más abundante en la Cuenca de Chicontepec, su distribución está en función del sistema de depósito, por lo que es variable de un sitio a otro dentro de la cuenca tanto, horizontal como verticalmente. En la mayoría de los casos son lutitas intercaladas con areniscas de grano fino de estratificación delgada los que limitan en su cima, base, y lateralmente a los desarrollos arenosos (contactos discordantes y gradacionales) que son los que forman las principales trampas; en estos cuerpos arenosos donde se encuentran las principales acumulaciones comerciales de hidrocarburos (figura 6.4), los cuales ubican principalmente entre la discordancia A y B.

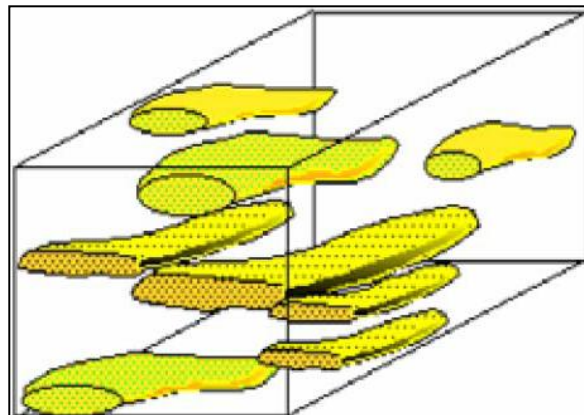


Figura 6.4. Cuerpos arenosos que constituyen las trampas estratigráficas de la Cuenca de Chicontepec (PEMEX, 2005).

La geometría fue influenciada por la ocurrencia del paleorelieve de grandes paleoestructuras en el subsuelo, como los paleocanales, en algunos casos controlados por la geometría del depósito debida a la superposición de abanicos submarinos y superficies de erosión dentro del paleocanal, que determina espesores y geometría de las secuencias de relleno; asociados a los canales principales se presentan barras de desbordo, que son potenciales almacenadores. Se tienen también lóbulos progradantes con una gran cantidad de cuerpos lenticulares con predominancia de areniscas, los cuales presentan una inclinación moderada en la dirección del aporte y están limitados horizontal y verticalmente

por materiales finos. En la figura 6.5 se indica un conjunto de trampas por variación de permeabilidad, este tipo de trampas son característicos del Campo Tajín.

Trampas mixtas.

Las fallas laterales afectan a la columna estratigráfica Mesozoica y Cenozoica, estas fallas desplazan horizontalmente a las unidades del Grupo Chicontepec, poniendo en contacto estructural a algunos de los cuerpos lenticulares con predominancia de areniscas con lutitas, de tal forma que causan cierres laterales a los yacimientos.

Es importante mencionar que el sistema de fallas con echados, 70° y 90° , favorece al desarrollo local de porosidad secundaria, gracias a su alta competencia mecánica. En la figura 6.5 se puede observar como algunos cuerpos de areniscas son controlados por las fallas.

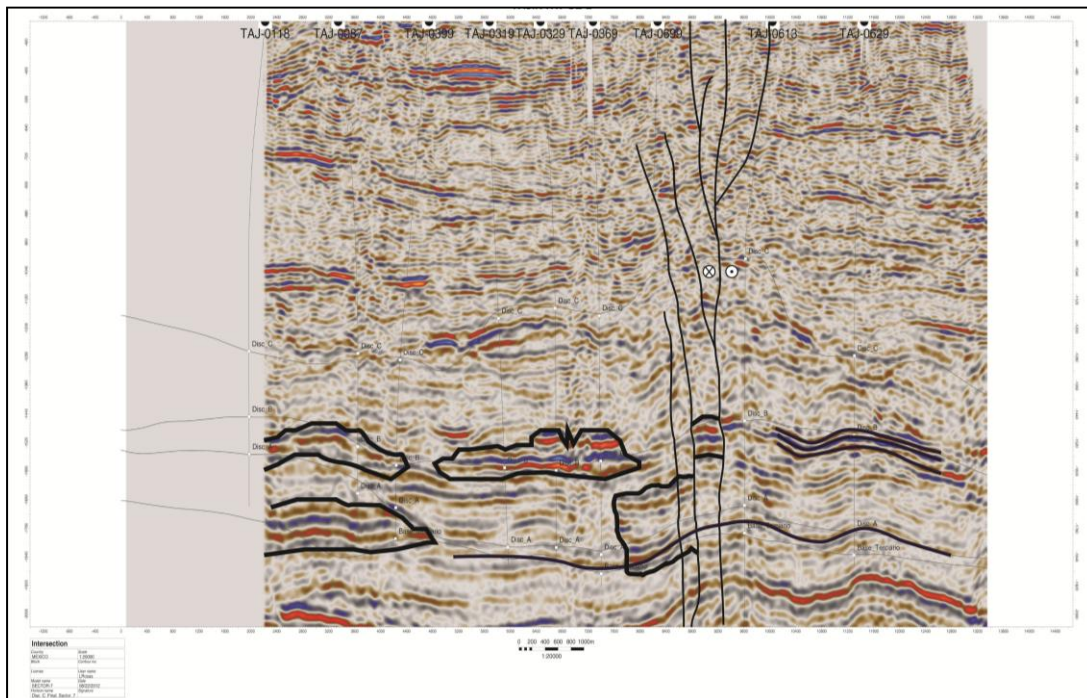


Figura 6.5 Sección sísmica donde se ejemplifican los dos tipos de trampas existentes en el Campo Tajín.

VI.2.5 Sincronía.

La Cuenca de Chicontepec resulta tener tiempos y espacios muy bien establecidos en sus elementos, necesarios para hacer posible la presencia de yacimientos de aceite y/o gas susceptibles de ser explotados económicamente. En la figura 6.4 se puede ver la sincronía que existe, ya que se tiene la presencia de las rocas generadoras jurásicas que entraron en la ventana de generación, la expulsión y migración a diferentes distancias, su entrapamiento y

almacenamiento de los hidrocarburos en trampas estratigráficas y mixtas ubicadas en diferentes profundidades en el subsuelo, por lo que se puede afirmar que sí hay sincronía.

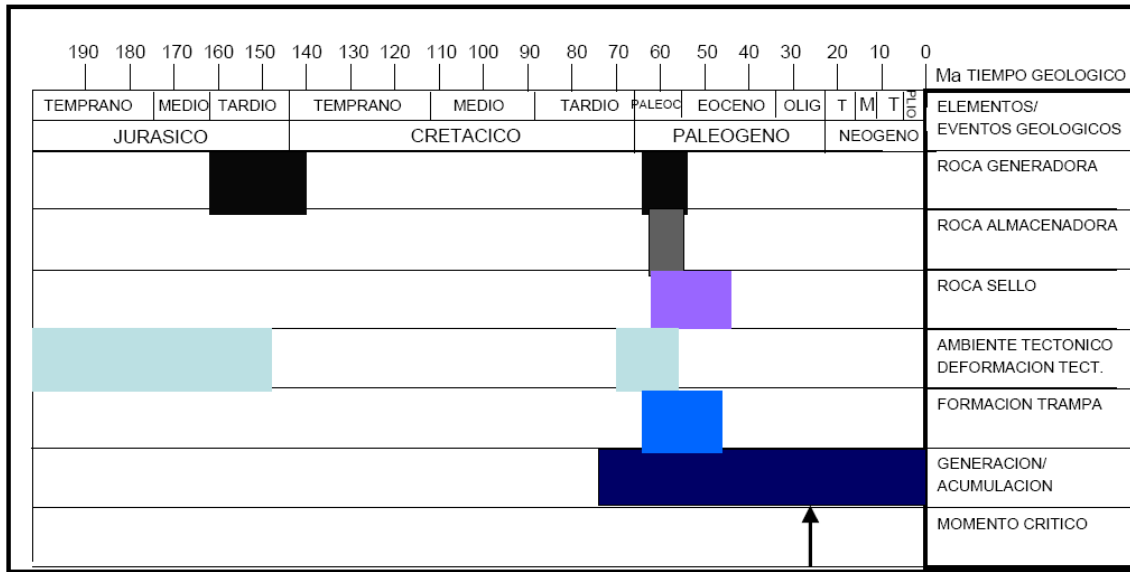


Figura 6.4. Eventos del sistema petrolero con relación a la sincronía (Tomado de Vázquez, 2008).

VI.3 Plays Productores.

El descubrimiento de secuencias con potencial petrolero en la Cuenca de Chicontepec fue en 1926, pero no fue hasta 1952 que dio inicio a la producción de éste, de manera comercial, en los pozos del campo Presidente Alemán, productor en la Formación Tamabra. En los años 70s del siglo pasado los yacimientos de la parte norte de la Cuenca obtuvo un gran desarrollo en los Campos Soledad y Soledad norte, y a finales de esta década se empezó a desarrollar los campos en el sector sur, Tajín y Agua Fría. A continuación se muestra, en la figura 6.5, los Plays productores de la Cuenca de Chicontepec.

SISTEMA	SERIE	PLAY PRODUCTOR	FORMACION		
			NOORTE	SUR	
TERCIARIO	OLIGOCEÑO SUPERIOR	●	HORCONES	PALMA REAL SUPERIOR	
	OLIGOCEÑO INFERIOR		ALAZAN	PALMA REAL INFERIOR	
	EOCENO SUPERIOR		TANTOYUCA	CHAPOPOTE	
	EOCENO MEDIO		GUAYABAL		
	EOCENO INFERIOR	●	CHICONTEPEC SUPERIOR	ARAGON	
	PALEOCEÑO SUPERIOR	●	CHICONTEPEC MEDIO		
	PALEOCEÑO INFERIOR		CHICONTEPEC INFERIOR		
			VELAZCO BASAL		
CRETACICO	SUPERIOR		MENDEZ	CHICONTEPEC CANAL	
	MEDIO		SAN FELIPE		
	INFERIOR		AGUA NUEVA		
			TAMAULIPAS SUPERIOR		TAMABRA
			TAMAULIPAS INFERIOR		
JURASICO	SUPERIOR		PIMIENTA		
			TAMAN	SAN ANDRES	

Figura 6.5. Plays productores de la Cuenca de Chicontepec (PEMEX, 2005).

La Cuenca de Chicontepec tiene tres Plays productores definidos: Play Chicontepec (Paleoceno-Eoceno Inferior Temprano), Play Chicontepec Canal (Eoceno Inferior Tardío) y el Play Tantoyuca (Eoceno Superior). Sin embargo, dentro del Campo Tajín, de acuerdo a las características geológico-petroleras se tiene que considerar que en las unidades cretácicas por debajo del Grupo Chicontepec, existe un play productor más antiguo en las secuencias de carbonatos y brechas calcáreas de la formación Tamabra. En el Campo Tajín se tienen dos plays productores, el play Tamabra y el Grupo Chicontepec (Megasecuencia 2).

A continuación se da una breve descripción de sus características principales.

VI.3.1 Play Tamabra (Cretácico).

Está formada principalmente por pliegues anticlinales suaves, elongados de dirección NW-SE; depositadas en el talud medio y distal como una franja alrededor

de la Plataforma de Tuxpan. Consiste en secuencia de brechas calcáreas, producto de la erosión del borde arrecifal y la zona post-arrecifal de la Plataforma de Tuxpan. La formación productora son brechas intraformacionales que cuya parte superior está constituida por zonas estratificadas de cuerpos porosos y compactos de fragmentos de calizas con bioclastos. En la parte inferior presenta profusos horizontes de brechas con rudistas y bioclastos. Del Albiano-Cenomaniano (Nava y Alegría, 2001); tiene una porosidad promedio de 30% y permeabilidad promedio de 1000 mD, su espesor promedio es de 200 m en la secuencia y en pozos productores presenta un espesor alrededor de 32 m.

VI.3.2 Play Grupo Chicontepec (Megasecuencia Media).

Consiste principalmente de estructuras de tipo lobular asociadas a corrientes de turbidez de abanicos submarinos, interestratificados con horizontes limo-arcillosos y arenosos en forma tabular y lenticular. La unidad almacenadora es de edad Eoceno Medio-Superior; los yacimientos de aceite y gas se localizan inmediatamente después de la discordancia regional A.

Se encuentra distribuida en la porción occidental de la Cuenca de Chicontepec, donde el depósito de terrígenos llega a tener un espesor de hasta 1700 m; tiene una porosidad intergranular promedio del 12% y permeabilidad promedio de 0.075 mD, el espesor promedio de los horizontes arenosos productores es de 32 m.

Capítulo VII

Importancia Económica

Capítulo VII. Importancia Económica.

VII.1 Consideraciones Generales.

Para la explotación de los yacimientos petroleros, no solo se necesita que exista el hidrocarburo, sino que también tenga un volumen considerable, para esto se calcula el hidrocarburo almacenado en el subsuelo susceptible de ser explotado con rendimiento comercial; es necesario que cuente con distintos parámetros para estimar ese valor, como la presión inicial, temperatura, tipo de hidrocarburo, porosidad, permeabilidad, trampa, etc.

En 1948 el gobierno federal empezó a informar sobre la cantidad de reservas que tenía México; poco después se efectuó la modificación retroactiva de las tablas estadísticas vigentes durante los siguientes diez años. Desde ese mismo año, se incluyeron las estadísticas desagregadas de gas natural; a partir de 1958 se incluyó también un tercer componente que son los condensados.

Las reservas petroleras se representan con barriles de crudo equivalente, esto es para unificar los hidrocarburos, ya sea gas o aceite, en una unidad de tipo calorífico. El Servicio de Impuestos Internos estadounidense lo define equivalente a $5,8 \times 10^6$ BTU. El valor es necesariamente una aproximación, pues las diferentes calidades de aceite de calefacción tienen valores ligeramente distintos. Un barril de crudo equivalente equivale aproximadamente a 5.800 pies cúbicos de gas natural.

VII.2 Antecedentes y Situación Actual de las Reservas de la Cuenca de Chicontepec.

La historia de la producción petrolera de la Cuenca de Chicontepec se puede dividir en 5 etapas importantes en las cuales se pueden diferenciar las actividades realizadas en ellas. La primera etapa (1952-1970) está caracterizada por la realización de reparaciones mayores en los Campos Presidente Alemán y Soledad, donde se nota su baja producción y es hasta la segunda etapa que esta se eleva de forma considerable de 1970 a 1982, gracias a los trabajos de perforación y desarrollo en los campos Soledad, Horcones, Aragón, Coyotes y Soledad Norte. De 1976 a 1980, se caracteriza la tercera etapa donde se ejecutó un programa intensivo de perforación de desarrollo, perforándose alrededor de 300 pozos (todos productores). A pesar del mantenimiento de pozos, la perforación y desarrollo de los Campos de Agua Fría y Tajín, la producción tuvo una nueva disminución en los años siguientes. El rango de producción para los años ochentas, según datos de PEMEX, fue menos de 10 MBDP. Al iniciar los noventas, se da inicio a la cuarta etapa, donde la producción incrementa significativamente a 16,000 BDP y 16 MMPCD gas. Se certificó un volumen original de 139,000 MMBLS. En el 2002, la quinta etapa, se reanuda la perforación intensiva en los campos alcanzando una producción de 24,314 BPD

de aceite y 27 MMPCD de gas en el año de 2004 (Figuras 7.1 Y 7.2) (Pemex, 2005).

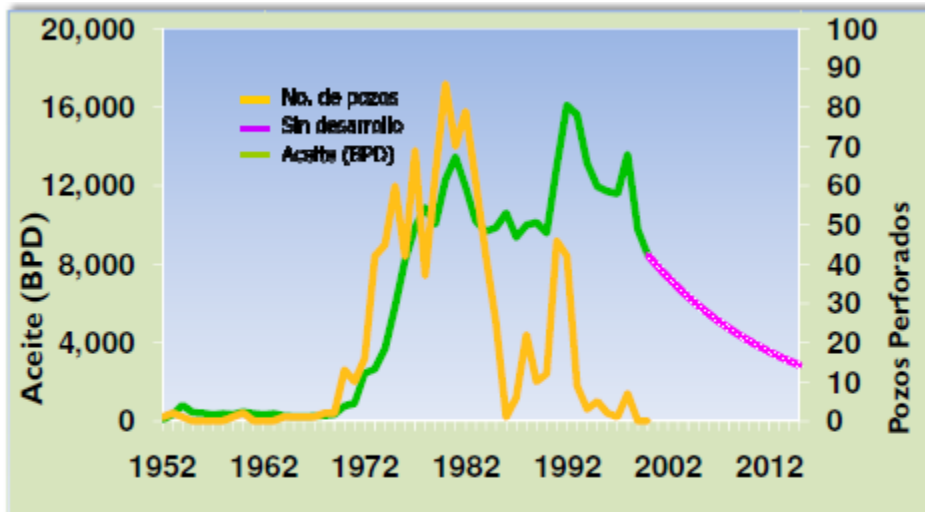


Figura 7.1. Comportamiento histórico de producción de la Cuenca de Chicontepec (PEMEX, 2005).

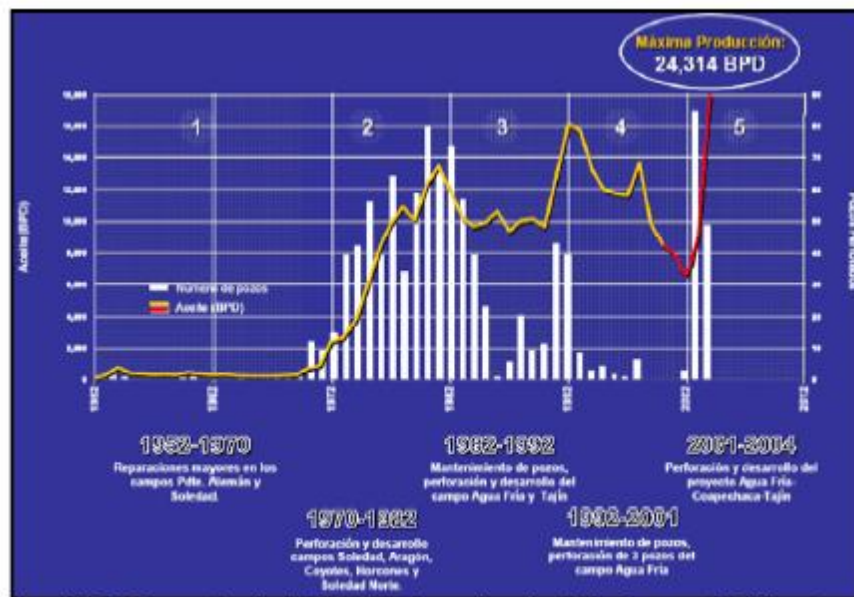


Figura 7.2. Comportamiento histórico de producción de la Cuenca de Chicontepec relacionado con el número de pozos de exploración (PEMEX, 2005)

De los campos productores, PEMEX reportó en el 2012 una producción máxima de 65,300 BDP y un promedio diario de producción de 63,313 BDP. La Cuenca de Chicontepec cuenta con importantes reservas de hidrocarburos en sus rocas, según datos de PEMEX, en el 2012, de aproximadamente 10,000 MMBLS, sin embargo en el área de estudio no se desarrolla una producción efectiva de aceite ya que ésta es de menos de 22 MBPD.

La relación reserva-producción de la Cuenca de Chicontepec es muy alta por la magnitud de las reservas, llegando a una cifra de más de 60 años en la reserva.

Esto refleja la magnitud de oportunidad que tiene la Cuenca de Chicontepec para producir enormes volúmenes de hidrocarburos.

VII.3 Análisis de Pozos.

VII.3.1 Información disponible.

Considerando la revisión, síntesis y análisis de los reportes de pruebas de presión de la limitada información disponible del Campo Tajín, se buscó validar las características de los pozos como capacidad de flujo (kh), la presión del yacimiento y cuando fuese posible el radio de drene.

En las figuras 7.3 y 7.4 se presenta un resumen de la información disponible en los pozos productores y los no productores del campo.

No.	Pozo	Pruebas analizadas	Pruebas de Presión	Historias de Producción	Fecha Historia de Producción	Estado Mecánico		Registros de Presión de fondo cerrado
1	TJ-17	NO	NO	si; datos pozo mensual tj20120813.xls	2007/05-2011/12	Si; TJ-17.pdf	si;tj-17.pdf	no
2	TJ-25	NO	NO	si; datos pozo mensual tj20120813.xls	2003/08-2011/12	Si; TJ-25.pdf	no	si; TJ_25_1643.xls
3	TJ-55	NO	NO	si; datos pozo mensual tj20120813.xls	2007/11-2011/11	Si;TJ-55.PDF	si;tj-55.pdf	no
4	TJ-59	NO	NO	si; datos pozo mensual tj20120813.xls	2007/05-2011/12	Si;TJ-59.pdf	no	no
5	TJ-75	NO	NO	si; datos pozo mensual tj20120813.xls	2007/05-2011/12	no	no	no
6	TJ-116	NO	NO	si; datos pozo mensual tj20120813.xls	2010/09-2011/12	no	no	no
7	TJ-118	NO	NO	si; datos pozo mensual tj20120813.xls	2010/09-2011/12	no	no	no
8	TJ-152	NO	NO	si; datos pozo mensual tj20120813.xls	2010/06-2011/12	no	no	no
9	TJ-171	NO	NO	si; datos pozo mensual tj20120813.xls	2010/07-2011/12	no	no	no
10	TJ-411	NO	NO			Si;TJ-411.pdf	no	no
11	TJ-613	NO	NO			Si;TJ-613.pdf	no	no
12	TJ-702	NO	NO			Si;TJ-702.pdf	no	no
13	TJ-711	NO	NO			Si;TJ-711.pdf	no	no
14	TJ-712	NO	NO			Si;TJ-712.pdf	no	no
15	TJ-722	NO	NO			Si;TJ-722.pdf	no	no
16	TJ-736	NO	NO			no	no	no
17	TJ-776	NO	NO			no	no	no
18	TJ-802	NO	NO			no	no	no
19	TJ-822	NO	NO			no	no	no

Figura 7.3. Estado de la información, nueve pozos productores (buenos) y diez malos (no productores).

VII. Importancia Económica.

B: Bueno M: Malo	POZO	FECHA	HORA	PRESIÓN @ NMD(PSI)	TIPO DE REGISTRO	GASTO (BPD)	INTERVALO DISPARADO		
							CIMA(m)	BASE(m)	NMD(m)
B	55	18/05/2009	4:48 PM	1001.24	RPFF		1490	1513	1501.5
B	17	17/05/2009	3:10 PM	1150.96	RPFF		1800	1836	1818
B	25	16/11/2008	4:21 AM	1267.62	RPFC		1662	1693	1683.5
	356	22/08/2009	12:44 PM	1721.46	RPFC		1668	1688	1678
	361	22/12/2009	01:02 p.m	2678.81	RPFC		1565	1575	1570
	364	12/05/2009	1:20 PM	2316.28	RPFC		1699	1705	1702
	369	20/01/2009	1:34 AM	1760.11	RPFC		1585	1635	1610
	371	03/03/2009	1:33 AM	786.33			1613	1668	1640.5
	375	08/05/2009	1:30 PM	2547.14	RPFC		1840	1860	1850
	383	31/03/2009	2:13 PM	2084.23	RPFC		1485	1557	1521
	402	22/01/2009	10:57 AM	2085.59	RPFC		1847	1852	1849.5
	408	05/08/2009	4:58 PM	781.87	RPFF		1836	1849	1842.5
	412	04/08/2009	10:00 PM	2719.82	RPFF		1693	1637	1630
	413	21/01/2009	7:26 PM	2288.58	RPFF		1792	1798	1795
	414	05/08/2009	7:08 PM	896.05	RPFF		1678	1699	1688.5
	416	06/02/2009	1:47 PM	2200.75	RPFC		1961	1997	1979
	422	21/04/2010	1:30 PM	2647.70	RPFC		1750	1760	1755
	432	21/04/2010	4:41 PM	1622.49	RPFF		1962	1986	1974
	434	06/08/2009	4:47 PM	590.69	RPFF		1607	1613	1610
	444	04/08/2009	3:30 PM	2944.05	RPFF		1863	1875	1869
	446	28/07/2009	3:45 PM	1920.7	RPFC		1652	1683	1667.5
	452	05/08/2009	2:55 PM	884.9	RPFF		1630	1645	1638.5
	456	10/01/2009	1:21 PM	2021.64	RPFC		1665	1677	1671
	468	03/07/2009	4:30 PM	591.7	RPFF		1955	2090	2022.5
	478	15/02/2010	7:30 PM	2217.68	RPFC		1806	1829	1817.5
	494	19/03/2010	3:15 PM	2355.66	RPFC		1707	1717	1712
	501	27/08/2009	1:12 PM	2082.72	RPFF		2075	2125	2100
	604	14/01/2009	4:28 AM	2459.24	RPFC		1905	1940	1922.5
	622	22/01/2009	6:36 PM	2206.25	RPFF		1815	1835	1825
	623	22/01/2009	10:54 PM	2361.67	RPFF		2128	2172	2150
	637	30/06/2008	5:49 PM	1162.39	RPFC		1470	1480	1475
	642	02/03/2009	1:39 PM	2347.03	RPFC		1776	1820	1798
	647	07/04/2009	12:58 PM	817.85	RPFF		1858	1908	1883
	652	10/02/2009	4:06 PM	2243.46	RPFC		1575	1598	1586.5
	655	07/06/2009	1:39 PM	2193.14	RPFC		1650	1673	1661.5
	658	11/02/2010	8:11 PM	400.22	RPFF		1687	1625	1604.5
	664	28/01/2009	4:47 PM	2232.63	RPFF		1597	1610	1603.5
	666	22/01/2009	8:31 PM	2067.44	RPFF		1805	1853	1829
	667	13/03/2009	3:17 PM	855.32	RPFF		1960	2000	1980
	669	18/04/2009	1:02 PM	842.8	RPFC		1942	1946	1946
	675	24/03/2010	5:48 AM	1919.5	RPFC		1545	1555	1550
	682	23/01/2009	1:39 AM	1573.75	RPFF		1525	1548	1536.5
	686	23/01/2009	3:09 AM	1776.31	RPFF		1613	1668	1640.5
	687	27/08/2009	7:24 PM	3334.92	RPFC		2387	2410	2398.5
	691	27/01/2009	7:16 PM	2816.66	RPFC		1791	1825	1808
	693	28/01/2009	2:29 PM	2295.52	RPFC		1865	1895	1880
	706	13/03/2009	4:47 PM	1794.9	RPFC		1773	1795	1784
	716	04/04/2010	2:30 PM	2843.464	RPFC		1875	1892	1883.5
	726	15/01/2008	1:00 PM	2523.99	RPFC		1843	1836	1836
	746	31/12/2008	5:54 PM	2243.65	RPFC		1985	2002	1993.5
	748	08/06/2009	1:35 PM	1186.84	RPFC		1813	1840	1826.5
	754	25/04/2008	11:27 AM	2965.18	RPFC		1980	2010	1995
	768	07/04/2009	3:07 PM	894.69	RPFF		2038	2090	2064
	25	16/11/2008	4:21 AM	1267.62	RPFC		1662	1693	1683.5
	382	22/04/2009	3:05 PM	1770	RPFC		1750	1790	1770
	30	19/03/2009	10:51 PM	809.11	RPFC		1688.5	1712	1698.5
	88	02/09/2008	2:00 PM	2045.12	RPFC		1780	1805	1792.5
	376	15/11/2008	11:44 AM	1367.13	RPFC		1570	1590	1580
	496	06/03/2009	2:52 PM	245.82	RPFC		1573	1580	1576.5
	13	20/03/2008	11:25 AM	486.96	RPFC		1480	1495	1487.5
	17	17/05/2009	3:10 PM	1150.96	RPFF		1800	1836	1818
	20	05/06/2009	4:22 PM	1912.37	RPFF		1825	1850	1837.5
	22	04/05/2010	7:55 PM	792.41	RPFF		1742	1747	1744.5
	34	28/08/2009	2:02 PM	1697	RPFF		1990	2010	2000
	43	06/01/2009	2:40 PM	2170.16	RPFC		1753	1790	1771.5
	51	18/05/2009	1:27 PM	2133.88	RPFC		1795	1827	1811
	64	04/05/2010	1:42 PM	1519.88	RPFC		1447	1478	1462.5
	77	17/05/2009	12:39 PM	1023.96	RPFC		1577	1605	1591
	302	13/02/2010	5:12 PM	1978.01	RPFC		1620	1638	1629
	307	14/05/2009	1:00 PM	2438.74	RPFF		1885	1917	1901
	331	14/07/2009	2:00 PM	973.28	RPFC		1495	1732	1613.5
	363	13/12/2008	12:35 PM	2339.73	RPFC		1640	1650	1645
	367	03/01/2009	12:40 PM	1483.3	RPFC		1720	1795	1757.5
	374	15/08/2009	1:35 PM	730.63	RPFF		1640	1680	1660
	426	20/11/2008	10:30 PM	2717.96	RPFC		1925	1990	1957.5
	448	11/04/2008	12:43 PM	3066.36	RPFC		1980	2010	1995
	476	01/11/2009	6:03 PM	2380.36	RPFC		1645	1658	1651.5
	613	02/08/2010	5:00 PM	2275.6	RPFC		1625	1640	1632.5
	627	02/08/2010	5:00 PM	2678.19	RPFC		1885	1920	1902.5
	644	11/07/2008	2:00 PM	2648.57	RPFC		1950	1965	1957.5
	649	04/23/2009	3:30 PM	1096.67	RPFF		1940	1990	1965
	662	03/01/2009	1:54 PM	2220.39	RPFF		1569	1589	1579
	669	06/08/2008	11:30 PM	1921.54	RPFF		1630	1676	1653
	704	30/12/2009	6:40 PM	2703.5	RPFC		2010	2025	2017.5
	728	23/04/2009	1:59 PM	1815.86	RPFF		1713	1727	1720
	5	05/08/2008	11:30 PM	1989.82	RPFC		1630	1675	1652.5
	10	18/02/2008	7:00 PM	2040.62	RPFC		1740	1760	1750
	11	18/02/2008	10:00 PM	2245.18	RPFC		1545	1575	1560
	13	06/02/2009	2:09 PM	508.9	RPFF		1480	1495	1487.5
	19	03/08/2010	9:04 PM	2155.7	RPFC		1612	1631	1643.5
	19	03/08/2010	9:04 PM	2155.7	RPFC		1644	1675	1643.5
	20	05/06/2009	4:22 PM	1912.37	RPFF		1825	1850	1837.5
	22	04/05/2010	7:55 PM	792.22	RPFF		1742	1747	1744.5
	28	18/02/2008	6:22 PM	2834.37	RPFC		1610	1626	1618
	30	19/03/2009	10:51 PM	809.11	RPFC		1688.5	1712	1698.5
	35	05/02/2009	3:58 PM	979.7	RPFF		1537	1552	1544.5
	42	23/08/2009	1:22 PM	2411.28	RPFC		1611	1617	1614
	47	25/02/2009	12:44 PM	1265.77	RPFC		1565	1591	1578
	48	23/08/2009	5:29 PM	2391.34	RPFC		2089	2115	2102
	51	04/04/2010	6:03 PM	2397.42	RPFC		1671	1697	1684
	53	18/05/2009	2:58 PM	594.24	RPFF		1505	1530	1517.5
	57	04/02/2009	3:36 PM	1382.84	RPFC		1640	1663	1651.5
	63	14/10/2008	4:02 PM	2412.29	RPFC		1948	1960	1954
	66	08/09/2009	12:42 PM	321.88	RPFC		1712	1750	1731
	68	09/09/2008		1957.82	RPFC		1810	1828	1819
	71	27/10/2008	1:30 PM	2115.41	RPFC		1875	1895	1885
	84	28/08/2008	12:00 PM	2014.63	RPFC		1769	1770	1769.5
	88	02/09/2008		2045.12	RPFC		1780	1805	1792.5
	168	19/11/2002		2822.22			1492	1525	1502.5
	184	15/01/2009	2:46 PM	2813.21	RPFC		1800	1805	1802.5
	186	14/01/2009	1:52 PM	1402.36	RPFC		1879	1883	1881
	303	02/03/2009	1:13 PM	816.81	RPFF		1525	1560	1542.5
	307	05/14/2009	1:00 PM	2438.74	RPFF		1885	1917	1901
	308	21/08/2009	1:08 PM	621.99	RPFF		1663	1687	1675
	313	05/04/2001		1383.81			1810	1845	1827.5
	314	31/10/2002		1325.87			1777	1808	1792.5
	315	29/10/2002		1538.08			1865	1895	1880
	317	03/03/2009	4:01 PM	1948.51	RPFC		1812	1845	1828.5
	318	31/07/2009	2:56 PM	129.32	RPFC		1680	1713	1696.5

Figura 7.4. Información de registros de presión de fondo disponibles del Campo Tajín

Debido a la limitada información con la que se contó se considero realizar esta evaluación a pozos vecinos, por lo que se utilizaron los pozos TJ-79, TJ-68 y TJ-653.

Estos pozos tienen buena calidad y cantidad de información, se estudiaron como dos pozos representativos, a nivel de sectores específicos, se debe tener claro que los resultados son locales y que quizás no correspondan a una buena representación de todo el campo.

VII.3.2 Pozo TJ 78.

Este pozo inició su producción en mayo de 2007 con un gasto inicial de 775 BPD; su declinación inicia posteriormente pero logra mantener su producción por más de un año y medio por encima de los 200 BPD, algo considerable para pozos de la Cuenca de Chicontepec. Después de esto su producción declinó hasta los 80 BPD y finalmente hasta los 17 (figura 7.5), su producción es principalmente en el intervalo 1770 a 1795 m.



Figura 7.5. Historia de producción, pozo TJ 79.

En la gráfica de flujo se puede observar que la producción viene de un modelo de flujo de tipo lineal (figura 7.6).

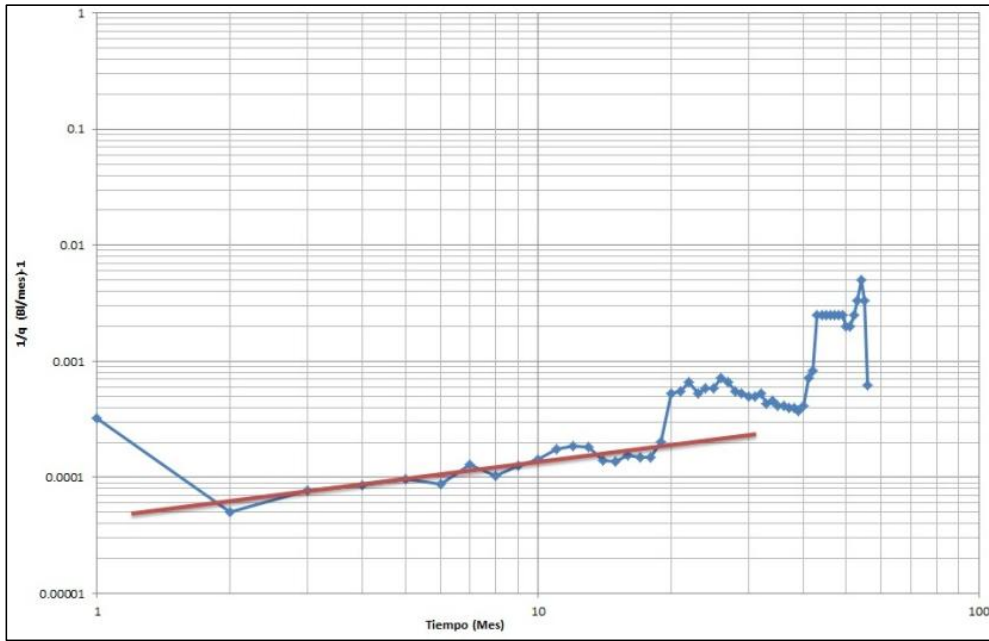


Figura 7.6. Gráfica de diagnostico de flujo.

Con respecto a los datos de presión, se tiene la prueba de presión a gasto variable que se realizó el 21 de junio de 2007 (figura 7.7)

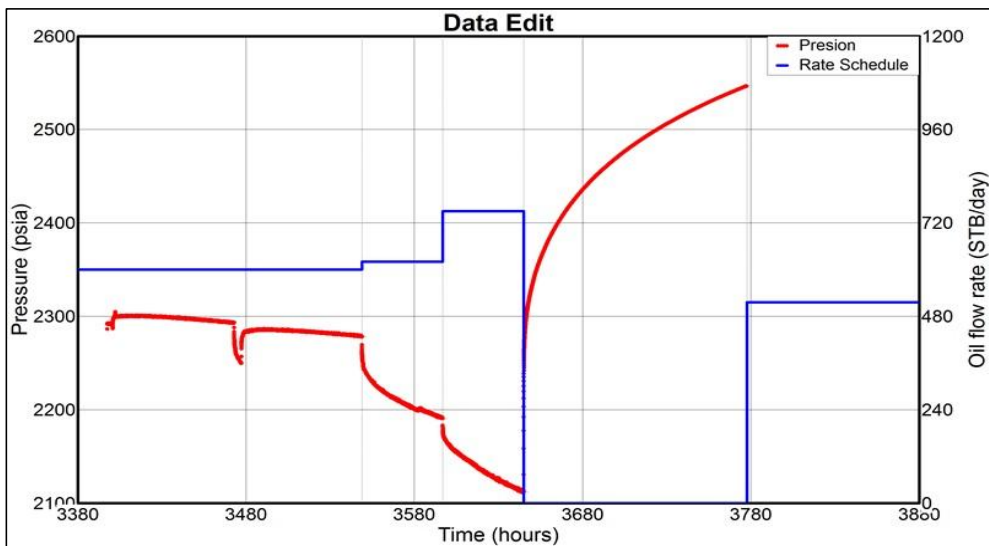


Figura 7.7. Prueba de variación de presión, pozo TJ 79.

Mediante la gráfica de diagnóstico de la función derivada de presión se realizó un análisis de periodo de cierre, donde se determina que corresponde a un modelo de pozo de Fractura Vertical de conductividad finita. Con los parámetros determinados se produce la validación del modelo de ajuste (simulación) (figura 7.8)

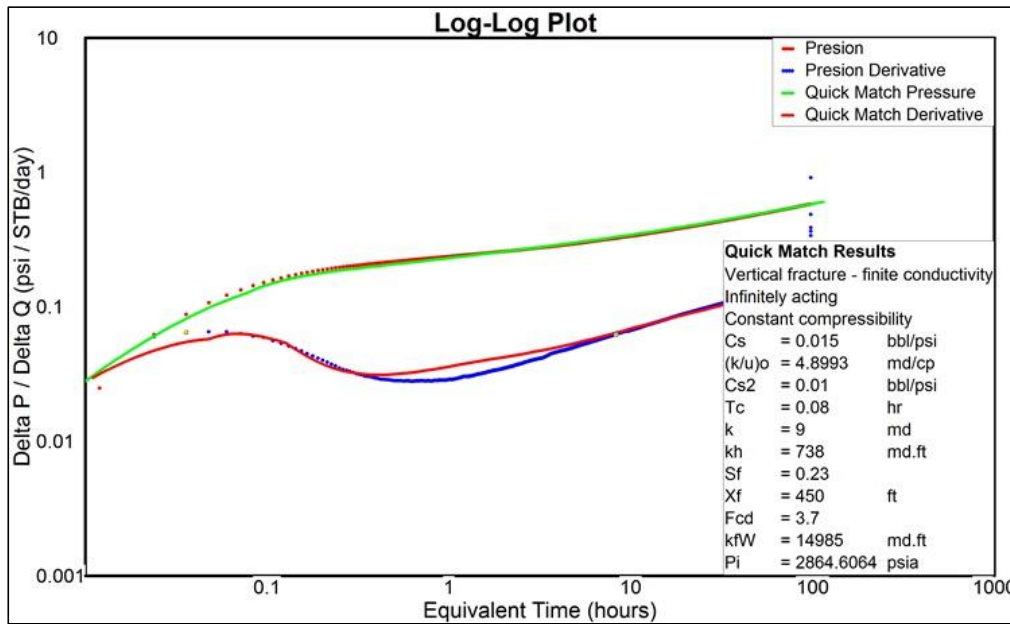


Figura 7.8. Validación del modelo de ajuste del periodo de cierre.

Se calculó con esta prueba un radio de investigación de 157 m, tomando en cuenta que los cuerpos productores de areniscas presentan aproximadamente esas dimensiones..

VII.3.3 Pozo TJ 68.

Este pozo empezó su producción en el primero de marzo de 2008, en los intervalos de 1810- 1828, lamentablemente éste no cuenta con su producción histórica. En cuanto a los datos de presión, en la figura 7.9 se muestra una prueba de incremento realizada el 4 de marzo de 2008.

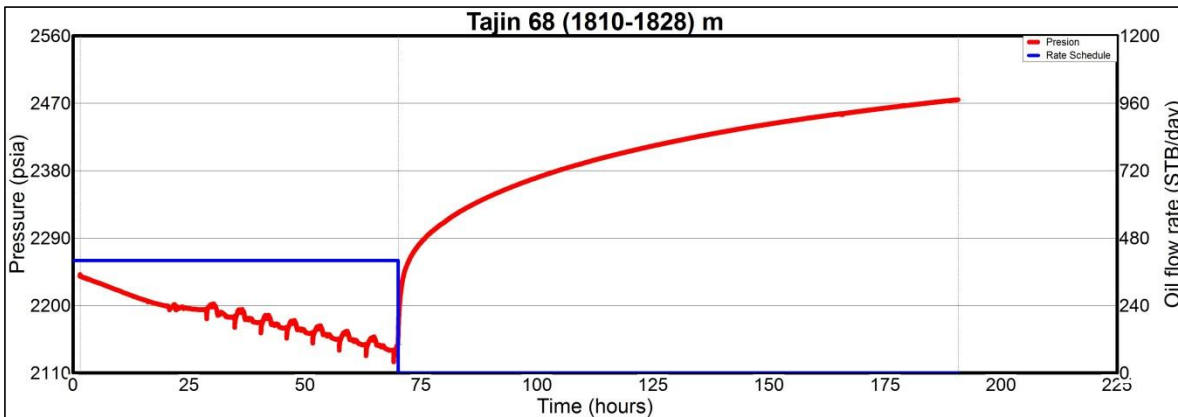


Figura 7.9. Prueba de presión incremento de presión.

Del análisis del periodo de cierre, mediante la gráfica de la función derivada de presión, se observan, efecto de almacenamiento, un periodo de flujo bilineal,

periodo pseudoradial y finalmente un flujo lineal en el yacimiento, como se muestra en la figura 7.10.

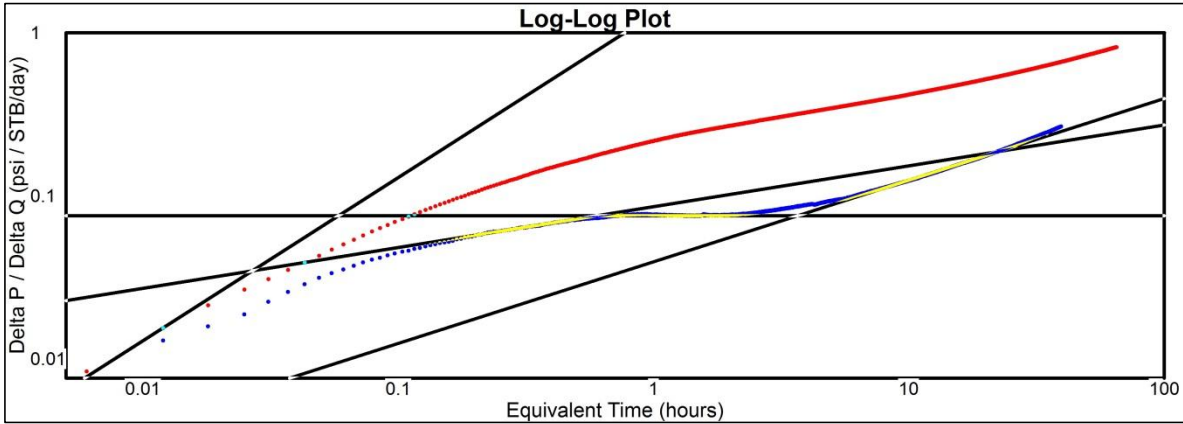


Figura 7.10. Gráfica de diagnóstico para la respuesta de incremento de presión registrada en el pozo 68.

Después de determinar los parámetros asociados al modelo de flujo, se realizó la validación del modelo mediante una simulación, con lo cual se logró un buen ajuste de los datos de presión, tanto para el periodo de flujo como el cierre, tal como se aprecia en la figura 7.11, donde se presenta la validación del modelo de ajuste (simulación) utilizando un modelo de Fractura vertical de conductividad finita con el pozo localizado al centro de un canal alargado.

La presión inicial calculada es $P_i = 2673$ psi, que contrasta mucho a $P_b = 1700$ psi. Se debe tener en cuenta que el ala de la fractura que se determina es muy pequeña, $X_f = 50$ pie, 15.24 m. Para esta prueba se determinó un radio de investigación de 390 m, por lo que se puede utilizar con cuerpos arenosos lobulares o de canales que presenten una continuidad mayor.

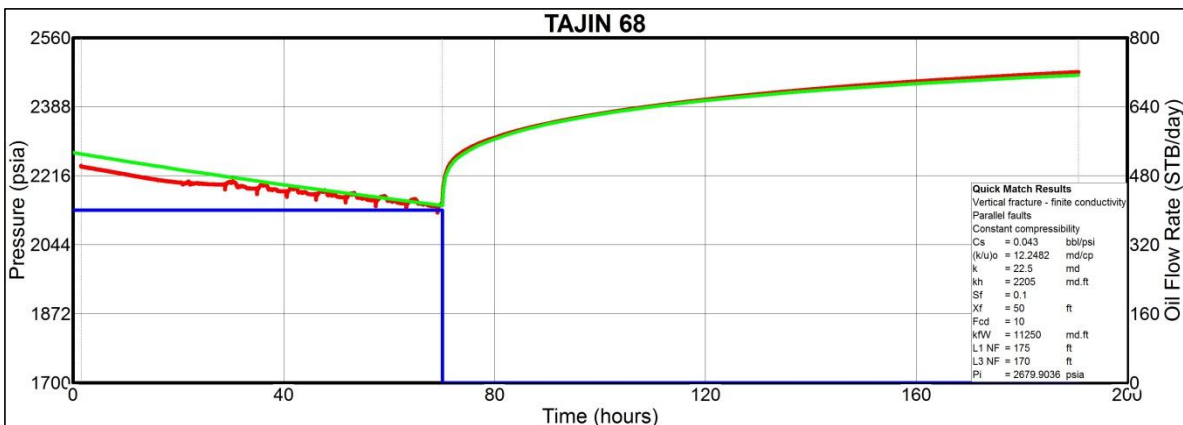


Figura 7.11. Validación del modelo de ajuste.

VII.3.4 Resultados.

Se hizo la corrección de la compresibilidad total del sistema, ya que se tenía un modelo utilizando $7.779 \times 10^{-5} \text{ (psi)}^{-1}$ para este caso se considera $C_t = 1.7 \times 10^{-5} \text{ (psi)}^{-1}$. Este parámetro es de mucha importancia, sobre todo en la cuantificación de áreas de drene y por lo tanto de volúmenes.

En la figura 7.12 se muestra un resumen de la información de los pozos más relevante.

	TJ-79	TJ-68
Intervalo (m)	(1770-1795)	(1810-1828)
Modelo de Pozo	Fractura vertical de conductividad finita	Fractura vertical de conductividad finita
Tipo de arena		
Facies		
Fronteras	Comportamiento Infinito	Fallas Paralelas
Cs (bbl/psi)	0.015	0.043
(k/u)o (md/cp)	4.8993	12.2482
Cs2 (bbl/psi)	0.01	---
Tc (hr)	0.08	---
k (md)	9	22.5
kh (md.ft)	738	2205
Sf	0.23	0.1
Xf (ft)	450	50
Fcd	3.7	10
kfW (md.ft)	14985	11250
L1 NF (ft)	---	175
L3 NF (ft)	---	170
Pi (psia)	2864.6064	2679.9036
Ri (m)	157	390
Np (Mbls)	201.54	5.83

Figura 7.12. Resumen de la información más relevante de los pozos 68 y 79.

VII. Importancia Económica.

En ambas pruebas se calcularon distintos radios de investigación, pues dependen tanto de la difusividad hidráulica del yacimiento como del tiempo de duración del periodo de flujo (t_p) o periodo de cierre (Δt).

Para el caso de los pozos malos no se tiene registros de presión de fondo por lo que no se pueden hacer pruebas en ellos .

Capítulo VIII

Conclusiones y Recomendaciones

Capítulo VIII. Conclusiones y Recomendaciones.

VIII.1 Conclusiones.

- La información de las secciones sismo-estratigráficas y cubos sísmicos que se tienen del Campo son de suficiente calidad para interpretar rasgos estructurales, estratigráficos y de distribución de ambientes de depósito para apoyo a las propuestas de localización de pozos de desarrollo.
- El volumen sísmico es de gran utilidad para identificar distribución de facies sedimentarias y presencia de cuerpos de areniscas; aunque para esto se debe hacer una interpretación más detallada de los horizontes sísmicos acompañada de una selección de parámetros apropiados para la subdivisión en capas que representen la heterogeneidad del subsuelo.
- Es posible distinguir tres etapas de sedimentación en las secuencias arcillo-arenosas (Megasecuencias), que tienen como límite la discordancia basal, misma que separa las unidades mesozoicas de los depósitos cenozoicos (discordancia de la Base del Terciario), así como también se puede distinguir tres discordancias (A, B y C) que separan regionalmente a las Megasecuencias del Grupo Chicontepec.
- En las secciones sísmicas es posible marcar con gran certeza la traza adecuada de las discordancias Base del Terciario, A, B y C, considerando la información de los registros geofísicos de pozo y a los reflectores sísmicos; así como cuerpos lenticulares con predominancia de areniscas, candidatas a ser potenciales rocas almacenadoras.
- Las superficies discordantes en el Campo Tajín se explican por es debido a diferentes eventos tectono-sedimentarios ocurridos durante el depósito de la columna estratigráfica, cual tuvo importantes cambios en el nivel del mar e importantes procesos erosivos.
- La Megasecuencia Inferior (Unidad 1) tuvo su origen durante un periodo de subsidencia tectónica asociada a ciclos repetitivos sedimentarios, arenosos y arcillosos; comprende el intervalo estratigráfico depositado discordantemente sobre el paleo-relieve de la cima de la secuencia mesozoica, y cuyo contacto superior corresponde a la superficie discordante de la Megasecuencia Media (Unidad 2) que la sobreyace. Está constituida por facies niveladoras de la topografía basal, por lo que en general no presenta características petrofísicas adecuadas para formar rocas almacenadoras.
- La Megasecuencia Media (Unidad 2) en su base la forman principalmente depósitos turbidíticos tabulares y concordantes, que sobreyacen a otros de forma lobular, inter-estratificados; sus límites son las superficies

VIII. Conclusiones y Recomendaciones.

discordantes A y B. Litoestratigráficamente, la parte inferior está formada por estratos tabulares, areno-limosos y limo-arcillosos, que corresponden a facies de lóbulos, con canales y zonas de desbordo.

- La Megasecuencia Media (Unidad 2) presenta la mayor abundancia de cuerpos lenticulares con predominancia de areniscas que constituyen, trampas, por lo que es donde se reportan mayor producción histórica en los pozos.
- La conectividad entre los cuerpos en la Megasecuencia Media (Unidad 2) es reducida, aunque localmente puede ser moderadamente alta cuando se tienen cuerpos lenticulares formados por lóbulos progradantes y canales.
- La Megasecuencia Superior (Unidad 3) fue formada durante un periodo de inestabilidad tectónica y basculamiento del frente de la plataforma de Tuxpan, lo que favoreció la subsidencia del paleocañón hacia el E-NE, favoreciendo el desarrollo de flujos de escombros y derrumbes; está constituida por estratos gruesos a masivos de sedimentos arcillo-arenosos, los cuales deslizaron intraformacionalmente.
- La deformación más importante que afecta a la columna mesozoica y cenozoica es un sistema de fallas laterales de componente derecha, con orientación promedio de NW55°SE con 90° de echado; las acompañan fallas inversas de segundo orden, que en conjunto forma una flor positiva. Su origen se asocia a esfuerzos de cizalla en un sistema transpresivo que se relaciona a la acción de paleo-esfuerzos, donde el esfuerzo principal actuó horizontalmente con una dirección NW25°SE.
- Los pozos ubicados sobre las fallas laterales o en cercanías resultaron sin producción, a diferencia de los pozos vecinos que presentaron importante producción acumulada; esto es porque las fallas formaron zonas altamente porosas y permeables que permitieron el flujo de gas y aceite hasta los cuerpos lenticulares próximos, o hasta la superficie terrestre donde se encuentra la presencia de gilsonita en las brechas de fallas.
- Las fallas y fracturas son la principal ruta de migración en el campo, comunicando a las rocas generadoras del Jurásico Superior con las unidades del Grupo Chicontepec.
- La mineralogía de las areniscas está compuesta por dos minerales principales con 37% y calcita con 40%, además de arcilla, plagioclasas y en menor porcentaje dolomita, ankerita y feldespato. Se observa que hay tres tipos de arcilla presentes, con mayor porcentaje de Illita y caolinita, y en menor porcentaje clorita.

- El modelo de flujo obtenido no puede ser generalizado a lo largo del campo, puesto que el análisis solamente se efectuó en dos pozos, mismos que contenían la cantidad de información suficiente para realizar el estudio.

VIII.2 Recomendaciones.

- Se recomienda elaborar un modelo detallado de distribución espacial de facies para encontrar nuevas áreas de oportunidad con propuestas sobre el espesor neto con potencial productor dentro del Campo.
- Se recomienda realizar un modelo estructural más detallado donde se involucren las fallas laterales, sistemas de fracturamiento y microfracturamiento, para evaluar integralmente la influencia de estos en el sistema petrolero.
- Evitar perforar pozos en zonas afectadas por las fallas, pues se corre el riesgo de no encontrar horizontes saturados con hidrocarburos.
- Se debe considerar la pérdida de continuidad ocasionada por los sistemas de fallas y presencia de fracturas de ángulo alto, por lo que es recomendable que los pozos tengan trayectorias horizontales o subhorizontales para así cortar el mayor número de fracturas naturales en donde se tienen rocas almacenadoras.
- Es recomendable disminuir en algunos casos la distancia horizontal entre pozos en la Megasecuencia Media, es decir, que sea menor a 350 siempre y cuando se tome en cuenta la distribución de los cuerpos arenosos de acuerdo al modelo geológico y no siguiendo un patrón equidistante y uniforme.
- Es conveniente utilizar parámetros específicos para el cálculo de propiedades petrofísicas en la Megasecuencia Media, en función de sus facies.
- Los pozos analizados tienen un alto contenido de calcita, casi en misma proporción que el cuarzo, por lo que la interpretación debe incluir estos elementos, además del tipo arcilla, Al incluir la calcita se debe estudiar el cambio de la porosidad efectiva debido a la cementación de los granos de cuarzo; también debe estudiarse como cambia la saturación de hidrocarburos
- Se propone utilizar un modelo de interpretación petrofísica para formaciones arcillosas que incluya cuarzo y calcita, para re calcular la porosidad efectiva y saturación de agua.

VIII. Conclusiones y Recomendaciones.

- Es recomendable utilizar en los proyectos de exploración y desarrollo de Campos a las nuevas tecnologías, para así obtener nueva información, con lo que se podría mejorar los resultados y volúmenes de hidrocarburos.

Bibliografía

Alemán López, Alberto, 1980. ***Migración y acumulación de hidrocarburos en los sedimentos terciarios del Chicontepec, zona Poza Rica, Veracruz.*** Tesis Licenciatura (Ingeniero Geólogo)-UNAM, Facultad de Ingeniería.

Aguayo Camargo J.E., Sandoval Ochoa J.H., Santillán Piña Noé. “**Geología regional de la Cuenca de Chicontepec del centro-orienté de México, como antecedente para el estudio de su porción noroccidental en afloramientos**” III Simposio, 2006, Facultad de Ingeniería, U.N.A.M.

Arellano Gil, Javier y Yussim Guarneros, Sergio, 2004. ***Discordancias Progresivas en la Secuencia Sedimentaria Cretácica-Cenozoica en México.*** La Investigación en la Facultad de Ingeniería, UNAM, México, D. F., diciembre de 2004, 10 p.

Ballinas Navarro J., 1992. ***Optimum Design of a Fracturing Job in the Chicontepec Formation.*** SPE 23622. 1992.

Bassiouni, Zaki. 1994. Theory, Measurement, and Interpretation of Well Logs. SPE Textbook Series vol. 4, Richardson, TX.

Bitter Mark R., 1983. ***Sedimentology and Petrology of the Chicontepec Formation, Tampico Misantla Basin,*** Eastern México. Tesis Maestría.

Bitter Mark R., 1993. ***Sedimentation and Provenance of Chicontepec Sandstones with Implications for Uplift of the SMO and Teziutlán Massif East Central Mexico.***

CNH-UNAM, 2012, “**apoyo técnico especializado para el modelo geológico, estructural, sedimentario y de yacimientos de los campos del paleocanal de Chicontepec denominados: Furbero, Coyotes, Humapa, Miquetla, Aragón, Palo Blanco, así como de la actualización de los modelos en función de la nueva información respecto a los campos Tajín y Agua Fría**”.

Contreras Barrera Arturo D., 1985. ***Consideraciones Paleobiológicas de los Icnofósiles de la Formación Chicontepec en el Estado de Puebla.*** Revista Inst. Geología UNAM.

Ernesto López Ramos, 1981, ***Paleogeografía y tectónica del mesozoico en México,*** UNAM, Instituto de Geología, Revista, vol. 5 núm. 2 1981 p 158-177

Hernández Mercado, Carlos, 2005. ***Desarrollo y Aplicación de Modelos que Incluyen los Mecanismos de Segregación Gravitacional e Imbricación, en Yacimientos Fracturados de Baja Permeabilidad. Caso Chicontepec.*** Tesios de Licenciatura. México UNAM.

López Aguirre, Daniel, 2008. ***Origen, evolución e importancia económica de la Cuenca de Chicontepec.*** Tesis Licenciatura (Ingeniero Geólogo)-UNAM, Facultad de Ingeniería.

Martínez Ramírez, Ismael Enrique, 1999. ***Estudio del comportamiento primario y recuperación secundaria del yacimiento F-10, Campo Agua Fría, activo Chicontepec, PEMEX.*** Tesis Licenciatura (Ingeniero Petrolero)-UNAM, Facultad de Ingeniería.

Mayol Castillo, Martha, 2005. Caracterización Geoquímica de los aceites de la Cuenca de Chicontepec, Tesis de Maestría. México IPN 2005.

Nava Pérez Laura, Alegría Luna Miguel Ángel, 2001. ***Los Sistemas Petroleros de la Región de Tampico – Misantla.*** Tesis de Licenciatura. México UNAM.

PEMEX Exploración y Producción Región Norte, Gerencia Integrada de Activos, 2005. ***Plan de Desarrollo Integral. Activo Poza Rica-Altamira.*** Inédito.

Salvador, A.; 1987; “Triassic-Jurassic in The Gulf of Mexico Basin”; Geological Society of America; The Geology of North America; (131-180).

Samuel Eguiluz de Antuñano, 2011, ***Secuencias estratigráficas del Berriasiano–Aptiano en la Cuenca de Sabinas: su significado en el entendimiento de la evolución geológica del noreste mexicano,*** Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana versión On-line ISSN 1405-3322, Bol. Soc. Geol. Mex vol.63 no.2.

Sánchez Telésforo, Hugo Antonio, 2007. ***Modelos que incluyen los mecanismos de empuje por gas disuelto liberado y segregación gravitacional, en yacimientos fracturados de baja permeabilidad: caso Chicontepec.*** Tesis Licenciatura (Ingeniero Petrolero)-UNAM, Facultad de Ingeniería.

Santillán Piña, Noé, 2009. ***Paleoambientes sedimentarios en facies turbidíticas en la Cuenca de Chicontepec, centro-oriente de México.*** Tesis Maestría (Maestría en Ciencias)-UNAM, Facultad de Ciencias.

Tyler, Noel; Gachuz-Muro, Heron; Rivera, Jesús; Rodríguez Domínguez, Juan Manuel; Rivas-Gómez, Santiago; Tyler, Roger y Núñez-Vega, Víctor Hugo, 2004. ***Integrated Characterization of Low Permeability, Submarine Fan Reservoirs for Waterflood Implementation, Chicontepec Fan System, México.*** SPE 92077.

Vázquez Morín, Ángel, 2008. ***Evaluación Petrolera y Métodos de Exploración en la Cuenca de Chicontepec.*** Tesis de Licenciatura. México UNAM.

PEMEX, Exploración y Producción, “El yacimiento de Chicontepec y su potencialidad futura”, 2009.

SENER-PEMEX, “Diagnóstico: Situación de PEMEX”, 2010.

Santillán Piña Noé, Aguayo Camargo J.E., “**Facies sedimentarias turbidíticas del Terciario Inferior en la Cuenca de Chicontepec, Centro-Oriente de México**”, *Revista UNAM, Ingeniería Investigación y Tecnología* Vol. XII Núm. 3, 2011.

Yam Zul Ernesto Ocampo-Díaz, Uwe Jenchen y Martín Guerrero-Suastegui, 2008, **Facies y sistemas de depósito del Miembro Arenoso Galeana (Formación Taraises, Cretácico Inferior, NE de México)**, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 25, núm. 3, 2008, p. 438-464.