

01179
2



Universidad Nacional Autónoma de México

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIVISIÓN DE ESTUDIOS DE POSGRADO

EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DURANTE EL
CENOZOICO EN EL ÁREA CHIAPAS-TABASCO,
CUENCA DEL SURESTE, MÉXICO

T E S I S

que para obtener el grado de

MAESTRO EN INGENIERÍA

(Exploración de Recursos Energéticos del Subsuelo)

presenta:

JESÚS FERNANDO GONZÁLEZ POSADAS

Dirigida por: DR. JAIME BARCELÓ DUARTE

2003

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

1





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.

**TESIS
CON
FALLA DE
ORIGEN**

DEDICATORIA

Autorizo a la Dirección General de Registros y
INAFES a publicar en el Boletín de Registros y
Certificados de los
NOMBRE: Gonzalez Posadas
José Jesús
FECHA: 03- Septiembre -98
FIRMA: José Jesús González Posadas
Rodriguez Posadas

A mis padres, Enfermera Virginia Posadas Valdez e Ing. José Jesús González Sánchez, quienes inculcaron en mi los valores morales y de trabajo fundamentales para alcanzar los sueños que tengamos en la vida.

A mi esposa, Profra. Damiana Rivera Lara, quien con su gran amor y paciencia siempre me apoyó y me motivó a seguir adelante en los momentos críticos de este trabajo, "hija", a ti dedico la realización de este sueño.

A mis hijos, Jesús Mauricio y María Fernanda, quienes pacientemente soportaron la ausencia de su padre durante gran parte del tiempo que duró este trabajo, por la inmensa felicidad que nos dan cada vez regresamos a casa después de una jornada de trabajo, hijos, valió la pena el sacrificio.

A mi hijo que está por nacer, por la felicidad de tenerlo pronto entre mis brazos.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

2

AGRADECIMIENTOS

Deseo agradecer profundamente a los funcionarios de Pemex Exploración y Producción, los señores Ingenieros Pablo Cruz Helú, Jaime González Alanís y Alberto Aquino López, por la oportunidad que me brindaron para cursar la Maestría en Ingeniería, así como también agradezco las facilidades recibidas en la utilización y presentación de la información requerida para esta tesis. También quiero agradecer especialmente a los Ingenieros Julio Cerrillo Cruz, Hugo Martínez Kemp y M. en I. Víctor Chávez Valois, por el apoyo que me brindaron durante el desarrollo de este trabajo, así como sus consejos, discusiones y asesorías. Agradecimiento total a mi Director de Tesis, Dr. Jaime Barceló Duarte, quien siempre me apoyó y orientó en todo momento, Doctor, muchas gracias. Igualmente muchas gracias a los asesores de mi tesis Dr. Mario Ruiz Castellanos, Dr. Esteban Cedillo Pardo, M. en C. Víctor Dávila Alcocer y M. en I. Miguel Varela Santamaría por sus atinadas sugerencias que hicieron que el presente trabajo mejorara enormemente, finalmente quiero agradecer también a mis maestros, compañeros de generación y compañeros de trabajo por su colaboración en esta tesis.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

INDICE

Página

RESUMEN

1.- INTRODUCCIÓN	1
2.- GENERALIDADES	
2.1.- LOCALIZACIÓN.....	3
2.2.- OBJETIVO.....	4
2.3.- METODOLOGÍA.....	4
3.- ANTECEDENTES	
3.1.- HISTORIA.....	6
3.2.- RESERVAS.....	7
3.3.- SÍSMICA.....	8
3.4.- TRABAJOS PREVIOS.....	8
4.- MARCO TECTÓNICO REGIONAL	
4.1.- EVOLUCIÓN TECTÓNICA.....	12
4.2.- TIPO DE CUENCA.....	22
4.2.1.-ANÁLISIS Y CONCLUSIÓN.....	30
5.- ESTRATIGRAFÍA	
5.1 ESTRATIGRAFÍA TRADICIONAL.....	32
PALEOCENO.....	34
EOCENO.....	35
OLIGOCENO.....	35
"FORMACIÓN DEPÓSITO".....	35
"FORMACIÓN ENCANTO".....	36
"FORMACIÓN CONCEPCIÓN INFERIOR".....	36
"FORMACIÓN CONCEPCIÓN SUPERIOR".....	36
"FORMACIÓN FILISOLA".....	36
"FORMACIÓN PARAJE SOLO".....	36

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

5.2.- ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL.....	39
5.2.1.- CICLOS DE SEGUNDO ORDEN.....	39
5.2.2.- DESCRIPCIÓN DE LAS TECTONOSECUENCIAS.....	41
TECTONOSECUENCIA PALEÓGENO (68.0-20.53 M.A.).....	44
TECTONOSECUENCIA MIOCENO TEMPRANO-MEDIO (20.53-11.7 M.A.).....	51
TECTONOSECUENCIA MIOCENO TARDÍO (11.7-5.73 M.A.).....	56
TECTONOSECUENCIA PLIO-PLEISTOCENO (5.73-0.M.A.).....	60
6.- MASAS DE SAL Y MASAS DE LUTITA.....	68
6.1.- PROPIEDADES DE LA SAL.....	68
6.2.- MECANISMOS DE DEFORMACIÓN.....	71
6.3.- TIPOS DE MASAS DE SAL Y ESTRUCTURAS ASOCIADAS...	73
6.4.- PROPIEDADES DE LA LUTITA.....	74
6.5.- MECANISMOS DE DEFORMACIÓN.....	76
6.6.- TIPOS DE MASAS DE LUTITA Y ESTRUCTURAS ASOCIADAS.....	79
DISCUSIÓN.....	82
7.- EVOLUCIÓN GEOLÓGICA.....	85
PALEÓGENO.....	89
MIOCENO TEMPRANO MEDIO.....	91
MIOCENO MEDIO-TARDÍO.....	93
PLIOCENO TEMPRANO-PLEISTOCENO.....	95
8.- SISTEMA PETROLERO.....	99
8.1.- SUBSISTEMA GENERADOR.....	99
8.2.- SUBSISTEMA MIGRACIÓN-ENTRAMPAMIENTO.....	101
9.- CONCLUSIONES.....	110
BIBLIOGRAFÍA.....	115

ANEXOS

ANEXO-A	LÍNEA REGIONAL-1
ANEXO-B	LÍNEA REGIONAL-2
ANEXO-C	LÍNEA REGIONAL-3
ANEXO-D	POZO CHAYA-1
ANEXO-E	POZO FÉNIX-201
ANEXO-F	POZO IRIDE-140
ANEXO-G	POZO TABASCO-1

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

RESUMEN

Se propone una interpretación de la evolución geológica terciaria del área Chiapas-Tabasco de la Cuenca del Sureste. La evolución inicia con tectónica compresiva en una cuenca antifosa durante el Paleógeno y Mioceno, y tectónica distensiva desde el fin del Mioceno Tardío y hasta el Pleistoceno Temprano en una cuenca extensional de relleno pasivo. El área esta compuesta por los elementos tectónicos de la Sierra de Chiapas al sur, una Zona Deformada por Gravedad al oriente y una Zona Estable al poniente. La causa de la tectónica compresiva es el choque del Bloque Chortis contra el Bloque Yucatán; al alejarse Chortis, tuvo lugar la tectónica distensiva acompañada de un incremento en el aporte de sedimentos terrígenos gruesos. Se identificaron cuatro Tectonosecuencias llamadas Paleógeno (68.0-20.53 m.a.), Mioceno Temprano-Medio (20.53-11.7 m.a.), Mioceno Tardío (11.7-5.73 m.a.) y Plio-Pleistoceno (5.73-0.0 m.a.), correspondientes a ciclos de segundo orden. Todas las Tectonosecuencias se observan en la Zona Estable y presentan características sísmicas muy particulares, sin embargo, en la Zona Deformada por Gravedad sólo se observan las Tectonosecuencias Paleógeno y Plio-Pleistoceno, presentando esta última terminaciones y configuración interna de una falsa progradación hacia el SSW.

Puesto que las lutitas son susceptibles de ser evacuadas o desplazadas debido a que su densidad bajo presiones anormales es muy parecida a la de la sal (siendo la carga diferencial el mecanismo principal que produce el movimiento), se postula que en la Zona Deformada por Gravedad las rocas de las Tectonosecuencias Paleógeno, Mioceno Temprano-Medio y Mioceno Tardío han sido evacuadas y ahora se encuentran formando parte de las grandes masas de lutitas localizadas al NE. La evacuación se dio a través del nivel de despegue del sistema extensional, el cual dejó como remanente una discordancia tectónica. Este nivel de despegue puede ser correlacionado en las Subcuencas de Comalcalco y Macuspana, así como al norte del área Chiapas-Tabasco. Bajo este nivel se observa una estructuración diferente, producto del sistema compresivo.

Flujos de turbiditas y lutitas de aguas profundas son las rocas dominantes en el Paleógeno y Mioceno, mientras que en el Plioceno-Pleistoceno, los sedimentos corresponden a arenas de barras de plataforma y a sistemas deltaicos dominados por los ríos y por el oleaje.

Los yacimientos de edad terciaria tienen aceites relacionados a una roca generadora carbonatada de edad Tithoniano y tienen roca almacén compuesta por arenas siliciclásticas de edad Mioceno Medio a Plio-Pleistoceno, excepto en el campo Agave que tiene roca almacén carbonatada de edad Eoceno. Todos los campos están formados por trampas estructurales gobernadas por compresión debida a tectónica de gravedad (evacuación de lutitas) o a tectónica compresiva. En cuanto a la sincronía de eventos que hizo posible la existencia de estos yacimientos se interpreta que inició con la generación de hidrocarburos durante el Mioceno, formación de la trampa durante el Mioceno Medio-Pleistoceno, expulsión y migración en el Mioceno Superior-Pleistoceno y preservación de los hidrocarburos desde el Plioceno hasta el Reciente.

TECNO CON
FALLA DE ORIGEN

7

1.- INTRODUCCIÓN

En 1998 Pemex Exploración y Producción (PEP) tuvo un ligero incremento en su producción con respecto a 1997, en ese año la producción de aceite crudo fue de 3.07 mmb por día, correspondiendo a un aumento de 1.58%, y la producción de gas natural fue de 4.791 mmmpe por día, correspondiendo a un incremento de 7.25%. Sin embargo, el fuerte crecimiento en el consumo energético de México se reflejó con un aumento del 4.8%, por lo que el consumo nacional fácilmente absorbió el incremento de la producción. Por esta razón, a fin de satisfacer la demanda nacional y mantener los volúmenes de exportación, la estrategia de PEP se concentró en aplicar programas de inversión para aumentar las reservas y la capacidad productiva de aceite crudo y gas natural. Poco tiempo después, los estudios de las reservas auditadas de México indicaron que las reservas probadas de aceite crudo y gas natural presentaban una fuerte declinación por lo que confirmaron la importancia de establecer la estrategia mencionada (*Pemex, 1999*).

En consecuencia, en 1999 la Coordinación de Estrategias de Exploración de Pemex Exploración y Producción estableció como prioridad incrementar las reservas de aceite crudo y gas natural, por lo que enfocó su estrategia en los yacimientos de aceite crudo más importantes que en nuestro país se localizan principalmente en el área marina de la Cuenca del Sureste; así mismo también enfocó su estrategia en los yacimientos de gas natural, mismos que en el país se encuentran principalmente en dos cuencas llamadas Cuenca de Burgos en Tamaulipas y Subcuenca de Macuspana en Tabasco (colindante con la porción oriente del área de este estudio). Estas cuencas gasíferas tienen su sistema petrolero funcionando en depósitos terrígenos del Terciario, por lo que en el área del presente estudio estas rocas han adquirido una gran importancia en los últimos años.

Aunque en el área de este trabajo la mejor respuesta sísmica la presenta la secuencia terrígena del Cenozoico, éste es lo que menos se conoce debido a los escasos estudios y poca información (registros geofísicos, muestras de canal, núcleos,

petrografía y paleontología) obtenida en las últimas décadas. La falta de estudios y de información se debe a que los yacimientos en rocas carbonatadas de edad Mesozoica son mucho más prolíficos que los yacimientos en rocas terrígenas terciarias, por lo que el interés en éstas últimas rocas disminuyó fuertemente.

Hoy en día, aunque el área Chiapas-Tabasco se distingue por ser aceítfera en rocas del Cretácico y Jurásico, se considera la posibilidad de que las rocas terciarias contengan gas en ambientes sedimentarios y condiciones tectónicas similares a las de la vecina Subcuenca de Macuspana, indicando con esto que tenemos que estudiar a fondo la secuencia terrígena del Terciario. El estudio del Cenozoico debe incluir el entendimiento de la tectónica que ha actuado en el área, el establecimiento de una estratigrafía que se pueda correlacionar confiablemente y la postulación de las etapas de evolución de la subcuenca. Para lograr lo anterior, la principal herramienta es la metodología de Estratigrafía Sísmica basada en la Estratigrafía de Secuencias (propuesta por *Vail et al. 1977a*).

2.- GENERALIDADES

2.1.-LOCALIZACIÓN

El área de estudio se ubica en los estados de Tabasco y Chiapas, en el sureste de México y comprende a las ciudades de Cárdenas y Villahermosa, Tab., y Reforma Chis., además, en los alrededores se ubican las ciudades de Comalcalco, Macuspana y Teapa, Tab. y Pichucalco, Chis. Los campos petroleros terciarios presentes en el área son Crisol y Samaria Terciario dentro del Complejo Bermúdez, y Agave Terciario, Artesa, Carrizo, Gusano y Platanal. Geológicamente se localiza en el área Chiapas-Tabasco de la Cuenca del Sureste (cuenca que comprende además a las Subcuencas Salina del Istmo, Comalcalco y Macuspana) (Figura-2.1). Tectónicamente, el área Chiapas-Tabasco también es conocida como "alto de Akal-Reforma" (Pemex-Chevron, 1993). El área estudiada está delimitada por las coordenadas UTM en X=440 000 y 520 000 y en Y=1 946 000 y 2 000 000.

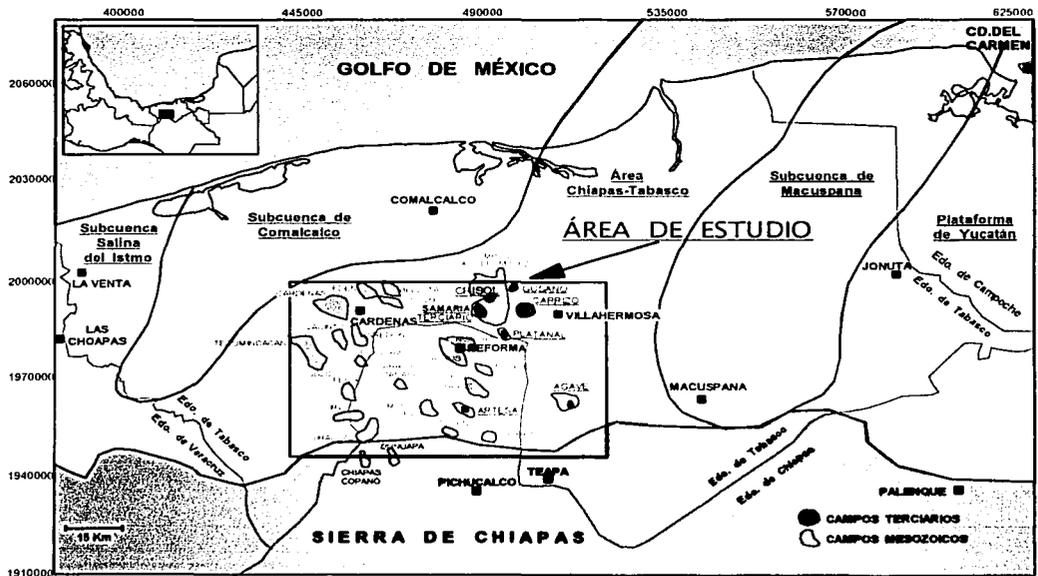


Figura-2.1. Subcuencas de la Cuenca del SE y localización del área de estudio.

2.2.-OBJETIVO

Determinar la evolución tectónica-sedimentaria durante el Terciario de la parte sur del área Chiapas-Tabasco, mediante la aplicación de la metodología de estratigrafía sísmica, el análisis de los resultados bioestratigráficos preexistentes y el análisis de la respuesta de los registros geofísicos.

2.3.-METODOLOGÍA

El primer paso fue compilar los estudios geológicos antecedentes y analizar la geología regional, fundamentalmente el tipo de cuenca y el marco tectónico regional ya que todo ello es de suma importancia para entender los procesos tectono-sedimentarios que han actuado en el área. Ya con la idea regional, se procedió a efectuar un análisis estructural-cronoestratigráfico del área de estudio utilizando información de descripciones bioestratigráficas recientes, líneas sísmicas 2D en papel y registros geofísicos de pozos también en papel. Desde el punto de vista de deformación estructural y conservación de rasgos sedimentarios se determinaron dos zonas que dividen al área de estudio en parte oriental y parte occidental. La parte occidental presenta un bajo grado de deformación por gravedad y por lo tanto una mejor conservación de sus características sedimentológicas, por lo que esta zona fue seleccionada para iniciar el estudio estratigráfico y así poder entender los procesos tectono-sedimentarios que afectaron a toda la región.

En este estudio la geología estructural fue interpretada de manera regional con un punto de vista general; no así el análisis estratigráfico, que también tuvo un alcance regional, pero su estudio fue con mayor detalle. Las unidades estratigráficas fueron determinadas a escala de ciclos de segundo orden, mismas que están limitadas por discordancias. Estas discordancias primeramente fueron identificadas en líneas sísmicas donde las características sísmoestratigráficas (como las terminaciones de los reflectores) evidenciaban su presencia, las discordancias fueron correlacionadas en el área y solamente las regionales soportaron la correlación.

Posteriormente las mismas discordancias se identificaron en los registros geofísicos así como en las columnas biocronoestratigráficas de los pozos donde se presentan como ausencia de biozonas, después se dataron de acuerdo con la tabla de ciclos mesozoicos-cenozoicos de *Haq et al. (1987)*, versión 3.1 y con la tabla biocronoestratigráfica representativa del área (basada en trabajos de diferentes autores), elaborada por los biólogos de la región sur de PEP (Cuenca del Sureste). Los pozos que fueron clave debido a que cuentan con suficientes muestras para elaborar una columna biocronoestratigráfica bien estudiada y validada son Chaya-1 [fuera del área de estudio, a 6.3 Km al NW del pozo Tecominoacán-132, Línea Regional-1(Anexo-A)], Fénix-201, Iride-140, y Tabasco-1(Anexos-D, E, F y G). Finalmente, las discordancias fueron relacionadas con límites de secuencia de acuerdo con la tabla cronoestratigráfica de secuencias cenozoicas de *Hardenbol et al. (1998)*.

Además, se analizaron otras características sismoestratigráficas como frecuencia, amplitud y configuración interna, resultando que cada unidad estratigráfica presenta características particulares que la hace diferente a las demás, con lo cual se pudo reconocer a cada unidad en el área. Una vez determinada la estratigrafía de la zona occidental se procedió a identificarla en el resto del área de estudio. Con los límites de secuencia correlacionados en toda el área e interpretados los principales rasgos estructurales se determinaron los procesos tectónicos y sedimentarios que afectaron a la región y finalmente se estableció la evolución tectónica-sedimentaria.

3.- ANTECEDENTES

3.1.-HISTORIA

La exploración petrolera en el sureste de México se inició en 1883 cuando se perforó el pozo Sarlat, productor de aceite ligero no comercial. La exploración continuó y entre 1905 y 1971 se descubrieron una gran cantidad de yacimientos terciarios (Figura-3.1) como Tonalá-El Burro, El Plan, La Venta, Cinco Presidentes, Sánchez Magallanes y Ogarrio en la Subcuenca Salina del Istmo, La Central, Tupilco, El Golpe y Mecoaacán en la Subcuenca de Comalcalco, todos productores de aceite y gas, y en la Subcuenca de Macuspana los campos Sarlat, Fortuna Nacional, José Colomo, Cantemóc y Bitzal, productores de gas seco (PEP, 1999). En el área de estudio se descubrieron entre 1960 y 1983 siete campos terciarios llamados Samaria, Crisol, Carrizo, Platanal, Gusano, Artesa, y Agave Terciario, todos productores de aceite excepto el campo Agave Terciario, único campo productor de gas y condensado (PEP 1999a, Proyecto Terciario, Activo Reforma-Comalcalco, comunicación personal).

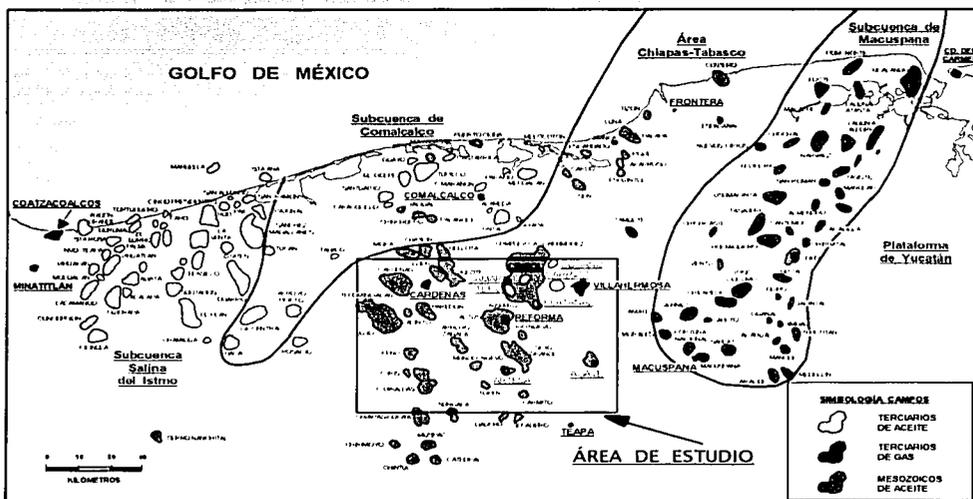


Figura-3.1. Plano de localización de campos petroleros del SE de México (modificado de Jiménez-Aquino, 2002, comunicación personal).

3.2.-RESERVAS

Según reportes internos de la Gerencia de Planeación de PEP, Región Sur, la suma de reserva original probada de los 6 campos del área que tienen roca almacén de edad Neógeno y está constituida por terrigenos es de 59.46 mmb de aceite y 52.75 mmmpc de gas natural (Tabla-3.1), teniendo una reserva remanente probada de 28.346 mmb de aceite y 27.248 mmmpc de gas natural (sin datos de Gusano y Platanal).

CAMPOS TERCIARIOS CON ROCA ALMACÉN DE COMPOSICIÓN SILICICLÁSTICA

<u>Campo</u>	<u>Tipo de Aceite y Densidad</u>	<u>Aceite (mmb)</u>	<u>Gas Natural (mmmpc)</u>	<u>Condensado (mmb)</u>	<u>Actualmente activo</u>
Artesa ⁽²⁾	Ac. Negro 28 °API	5.83	5.14	0.001	Si
Carrizo ⁽²⁾	Ac. Negro 21.6 °API	19.17	12.28	0	Si
Crisol ⁽¹⁾	Ac. Negro 15.9 °API	1.77	5.30	0	No
Gusano ⁽¹⁾	Ac. Negro	0.12	0.17	0	No
Platanal ⁽¹⁾	Ac. Negro 24 °API ⁽⁴⁾	1.5 ⁽³⁾	1.0 ⁽³⁾	0	No
Samaria Terciario ⁽²⁾	Ac. Negro 15.9 °API	31.07	28.86	0	Si
SUBTOTAL		59.46	52.75	0.001	

CAMPOS TERCIARIOS CON ROCA ALMACÉN DE COMPOSICIÓN CARBONATADA

<u>Campo</u>	<u>Tipo de Aceite y densidad</u>	<u>Aceite (mmb)</u>	<u>Gas Natural (mmmpc)</u>	<u>Condensado (mmb)</u>	<u>Actualmente activo</u>
Agave Terciario ⁽²⁾	Condensado 50 °API	40.96	559.96	4.62	Si
TOTALES		100.42	612.71	4.621	

Tabla-3.1. Reservas originales probadas de aceite y gas a condiciones atmosféricas al ⁽¹⁾1 de Enero de 1999, ⁽²⁾al 1 de Enero de 2001, PEP, Región Sur, Gerencia de Planeación. ⁽³⁾Datos del Proyecto Terciario, 1999. ⁽⁴⁾Informe Final pozo Platanal-4, 1968.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Los principales campos son Artesa, Carrizo y Samaria Terciario, con reservas de más de 5.0 mmb de aceite y/o 5.0 mmmpe de gas. El séptimo campo del área es el campo Agave Terciario, y es un caso especial ya que presenta las reservas mas altas debido a que su roca almacén no está constituida por terrígenos sino por brechas calcáreas dolomitizadas depositadas durante el Eoceno, semejándose mucho como roca almacén a los yacimientos de edad Mesozoico, su reserva original probada es de 40.964 mmb de aceite, 559.963 mmmpe de gas natural y 4.829 mmb de condensado, y su reserva probada remanente es de 10.564 mmb de aceite, 192.131 mmmpe de gas natural y 1.585 mmb de condensado.

3.3.-SÍSMICA

Entre los años 1960 y 1980, la sismología de reflexión tuvo una gran actividad en la Región Sur por lo que en el área de estudio se llevaron a cabo los estudios sísmicos 2D Cárdenas-Reforma por la brigada SS-15, del área Villahermosa; prospectos Guatacalco y Gusano por la brigada SS-5, de las áreas Ayapa y Ayapa-Tabasco respectivamente; prospecto Samaria-Pueblo Nuevo por las brigadas SS-21 y SS-23, del área Villahermosa; prospecto Mosquitero-Copanó por la brigada SS-28, del área Villahermosa; prospecto Iris, por la brigada SS-25, del área Villahermosa; prospecto Mundo Nuevo, por la brigada SS-24, del área Mundo Nuevo; y otros sin nombre de estudio sísmico efectuados por las brigadas SS-3 y RSS-3, del área Villahermosa, brigada SS-13, del área Tacotalpa, y brigada SS-15, del área Sitio Grande.

3.4.-TRABAJOS PREVIOS

Se han realizado un gran número de trabajos relacionados a las Geociencias del área Chiapas-Tabasco de la Cuenca del Sureste de México y la mayoría de ellos fueron consultados para elaborar este trabajo; sin embargo, debido al objetivo de

esta tesis, a continuación se mencionan solamente aquellos que fueron considerados como fundamentales para el propósito de la misma.

Ricoy-Saldaña (1989) efectuó el estudio denominado "Tertiary terrigenous depositional systems of the Mexican isthmus basins", trabajo donde empleó la estratigrafía sísmica y la correlación litoestratigráfica de registros de pozos para determinar la distribución regional y el potencial de hidrocarburos de las litofacies Terciarias de las Subcuencas Salina del Istmo, Comalcalco, Villahermosa-Mesozoico (área Chiapas-Tabasco) y la Subcuenca de Macuspana. Él visualizó que las provincias del área de su estudio constituyen todas una misma cuenca sedimentaria principal Terciaria-Mesozoica, determinando cinco secuencias depositacionales regionales:

- Secuencia I.- Paleoceno-Oligoceno. Facies de lodos de prodelta-plataforma / abanicos submarinos.
- Secuencia II.- Mioceno Temprano. Facies deltaicas / abanicos submarinos.
- Secuencia III.- Mioceno Medio y Tardío. Facies deltaicas.
- Secuencia IV.- Plioceno. Facies fluviales / deltaicas.
- Secuencia V.- Pleistoceno. Facies fluviales.

Estas secuencias sísmicas presentan facies progradacionales del sur-sureste (provincia Villahermosa-Mesozoico) hacia el norte-noroeste (provincias de Comalcalco y Salina).

García-Molina (1994) también efectuó un estudio que le llamó "Structural evolution of SE México (Chiapas-Tabasco-Campeche) offshore and onshore". El menciona que el cinturón plegado neógeno del SE de México está bisectado en ángulos rectos por el margen de la plataforma carbonatada mesozoica, de esta manera, los pliegues y fallas cabalgantes aflorantes en la Sierra de Chiapas incluyen predominantemente los carbonatos de plataforma paleógenos y mesozoicos, mientras que los pliegues de Villahermosa y Sonda de Campeche incluyen facies de talud y cuenca. Además, este trabajo ofrece una evolución tectónica regional con criterios recientes, y de igual

manera que *Ricoy-Saldaña (1989)*, utiliza la metodología de estratigrafía sísmica para por primera vez identificar la tectónica de gravedad y su nivel de despegue, mismo que se localiza cerca del límite Paleógeno-Neógeno y al cual llama "pseudodiscordancia". Este nivel es la base para determinar que el "alto de Villahermosa" o "horst de Akal-Reforma" (área Chiapas-Tabasco) no es ni alto ni horst ya que las fallas lístricas de las Subcuencas de Macuspana y Comalcalco que lo delimitan al este y oeste, respectivamente, no afectan a la secuencia carbonatada del Mesozoico ni al basamento. Así, la Subcuenca de Macuspana es un sistema de fallas de crecimiento de edad Mioceno y la Subcuenca de Comalcalco es principalmente un sistema de fallas de crecimiento de edad Plioceno.

Oviedo-Pérez (1996) en el trabajo "Evolución neógena de las Cuencas Terciarias del Sureste", preparó 4 líneas sísmicas regionales con base en información de afloramientos, sísmica, pozos y bioestratigrafía, mismas que fueron interpretadas con criterios de estratigrafía de secuencias y de tectónica salina, con lo que pudo determinar tres Tectonosecuencias para explicar las etapas de evolución neógena del área, evolución que se ilustra con modelos tridimensionales para el Mioceno Temprano, Mioceno Tardío y Plioceno Tardío. Las Tectonosecuencias fueron llamadas:

- Cuenca de Antefosa Estructurada del Mioceno Temprano-Medio (21.0-12.5 m.a.)
- Cinturón Plegado del Mioceno Medio-Tardío (12.5-5.5 m.a.)
- Margen levantado o Relleno Pasivo del Plió-Pleistoceno (5.5-0.0 m.a.)

En la evolución el autor postula que una primera etapa de compresión sucedió en el Cretácico Tardío, pero que la fase principal se efectuó desde el fin del Mioceno Medio hasta el fin del Mioceno Tardío. Esta compresión fue provocada por el choque del Bloque Chortis contra la placa de Norteamérica formando la principal estructuración de la Sierra de Chiapas y una cuenca antefosa (foredeep) en su frente. Al cesar la influencia de dicho bloque en el Plioceno Temprano, se originó un rebote isostático cambiando el régimen sedimentario de clásticos finos a clásticos gruesos y formándose una cuenca de relleno pasivo donde en algunas partes se formaron subcuencas provocadas por procesos de evacuación de sal.

En 1999, *Miranda-Canseco* et al. elaboraron el estudio "Análisis estructural-estratigráfico e importancia económica del extremo suroeste de la Cuenca de Macuspana", aquí se plantea la idea de que la porción SE del área Chiapas-Tabasco (SSW de Villahermosa, Tab.) es la "continuación de la Subcuenca de Macuspana". El análisis sísmico-estructural les permitió separar dos sistemas de deformación: uno compresivo y otro extensional. El sistema compresivo afecta a la secuencia mesozoica, paleógena y miocénica (temprana-media), y el sistema extensional (característico en la Subcuenca de Macuspana) pone en contacto rocas del Mioceno Tardío y Plioceno con secuencias progresivamente más antiguas hacia el centro de la subcuenca. Esta subcuenca es de edad Neógena y se propone que evolucionó en diferentes etapas como son: una profunda erosión ocurrida al levantarse el área por efectos de la compresión del Mioceno Medio, posteriormente, en una fase de extensión regional, la sal jurásica fue expulsada y emplazada en esta depresión y debido a la fuerte sedimentación del Mioceno Tardío y del Plioceno la sal fue evacuada generando la prolongación de la Subcuenca de Macuspana.

Aranda-García (1999) en su trabajo "Evolution of neogene contractional growth structures, southern Gulf of México" analizó cuatro estructuras de crecimiento contraccionales para probar modelos conceptuales de mecanismos de plegamiento por deformación contraccional y para obtener interpretaciones estructurales de tres importantes prospectos (anticlinal El Sardinero en la cuenca de Veracruz, anticlinal Tunich en el alto de Akal-Reforma y anticlinal Catemaco también en la Cuenca de Veracruz) y un campo petrolero (anticlinal Jujo en el área Chiapas-Tabasco, localizado dentro del área de este trabajo). Estas estructuras fueron seleccionadas debido a que son excelentes ejemplos de estructuras de crecimiento contraccionales. La aplicación de estos modelos (incorporándoles la geometría de las estructuras así como la geometría y edad de los estratos de crecimiento) proporcionó explicaciones de su desarrollo estructural y demostró una compleja evolución de los mecanismos de plegamiento, dentro de un marco de tercera dimensión.

4.- MARCO TECTÓNICO REGIONAL

4.1.-EVOLUCIÓN TECTÓNICA

Como ya se mencionó, una parte del objetivo de esta tesis es determinar la evolución tectónica-sedimentaria durante el Terciario en el área Chiapas-Tabasco, por lo tanto, la evolución tectónica que se tratará aquí inicia a partir del Cretácico Tardío. Adicionalmente, se tratará también el Jurásico Tardío sólo para explicar la evolución del Bloque Yucatán.

El área de estudio se encuentra dentro del Bloque Yucatán (*Ross y Scotese, 1988*) y según *Molina-Garza et al. (1992)* el macizo de Chiapas forma parte de ese bloque. *Salvador (1991; en: Oviedo-Pérez, 1996)* postula que este bloque se desplazó desde el norte hasta su posición actual iniciando el movimiento en la primera parte del Jurásico Tardío durante la apertura y expansión del Golfo de México, y finalizándolo en el Jurásico Tardío tiempo en que cesó la expansión. Durante esta fase se tuvo movimiento transcurrente en el margen lateral del sistema (Tampico-Misantla y sur de Florida) (Figura-4.1). Al respecto *Ross y Scotese (1988)* mencionan que con base en su mapa palinspático, los márgenes del Golfo de México se han separado 400 Km.

Según el modelo tectónico del Golfo de México y el Caribe de *Ross y Scotese (1988)*, durante el Campaniano Tardío el área Chiapas-Tabasco de la Cuenca del Sureste se encontraba en la misma posición geográfica que la que tiene actualmente dentro de la placa de Norteamérica, teniendo al norte el Golfo de México y como elementos tectónicos el Bloque Yucatán, al oeste el Bloque Guerrero y al sur de éste el Bloque Chortis, todos pertenecientes a la placa de Norteamérica (Figura-4.2).

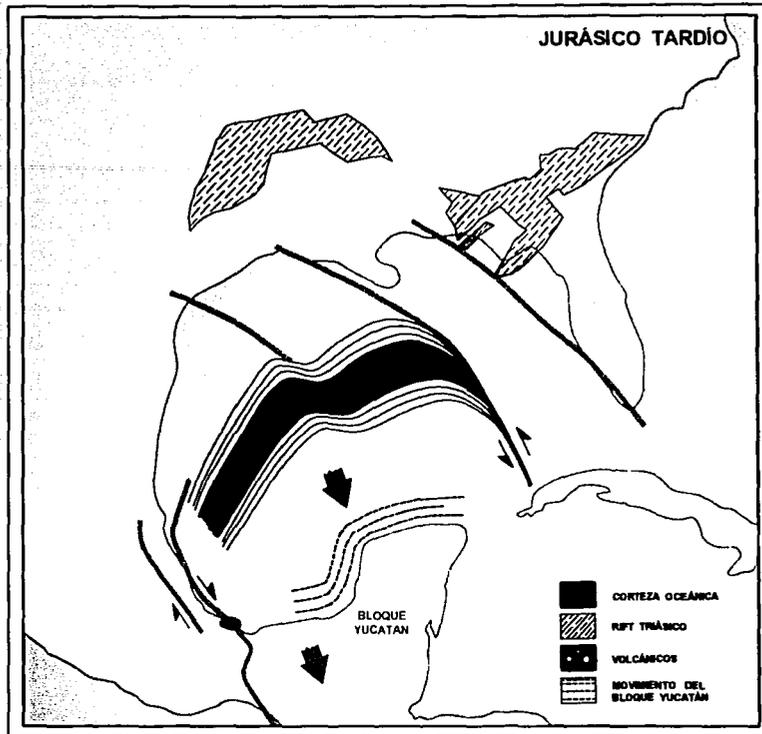


Figura-4.1. Apertura y expansión del Golfo de México y deriva del Bloque Maya durante el Jurásico Tardío (Adaptado de Oviedo-Pérez, 1996).

En ese tiempo, la placa de Norteamérica colisionaba al suroeste con la placa Farallón y al sureste con una parte de la misma placa de Norteamérica (Figura-4.2). La colisión al suroeste formaba una trinchera donde la placa oceánica Farallón subducía bajo la placa continental de Norteamérica. El límite sureste funcionaba a través de una falla rumbo-deslizante con movimiento sinistral donde el bloque sur de la falla era una misma parte de la placa de Norteamérica que penetraba entre Norteamérica y Sudamérica y que posteriormente se constituiría como la placa del Caribe. Al frente de esta porción se desarrollaba el arco de las Grandes Antillas que en su paso hacia el Noreste colisionó con una saliente del Bloque Yucatán y

más tarde con la plataforma de las Bahamas. El resultado de esta colisión fue que la ofiolita Santa Cruz y rocas ultramáficas asociadas fueron obducidas hacia el norte, creando la antifosa Sepur (Rosenfeld, 1981; en: Ross y Scotese, 1988). El Bloque Chortis comenzaba a desprenderse de la placa de Norteamérica, mediante una incipiente falla transcurrente que posteriormente se convertiría en la falla Motagua-Polochic-Jocotán.

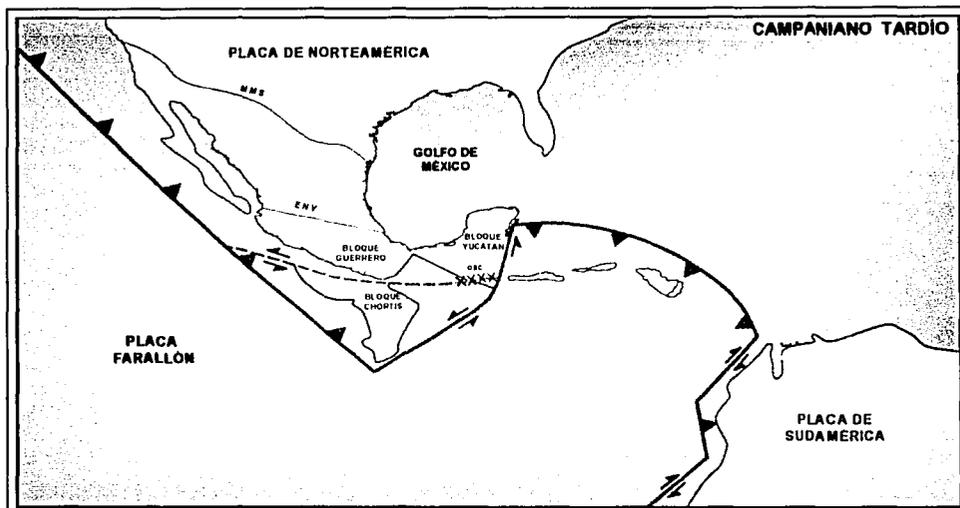


Figura-4.2. Reconstrucción tectónica para el Campaniano Tardío, 72.0 m.a. (Adaptado de Ross y Scotese, 1988).

Durante el Cretácico Tardío sucedió la primera colisión entre los Bloques Chortis y Yucatán, resultando en el primer cabalgamiento y levantamiento del macizo de Chiapas (Carfentan, 1981; en: Oviedo-Pérez, 1996). La colisión continuó durante el Paleógeno y fue relativamente suave y episódica. Según Oviedo-Pérez (1996), las evidencias de esa colisión se presentan en la Sierra de Chiapas como un cambio de régimen sedimentario, donde la Formación Ocozocuatla localizada localmente frente al macizo de Chiapas representa un cambio brusco en las condiciones de plataforma del Cretácico Tardío, así mismo, en los alrededores de la presa de Chicoasén, el mismo autor menciona que pueden observarse conglomerados del

Paleoceno con terminaciones onlap sobre calizas de plataforma del Campaniano-Maastrichtiano de la Formación Angostura. Estas no son evidencias directas acerca de la presencia del macizo en el Bloque Yucatán en este tiempo, sin embargo, son prueba de que existió un tectonismo moderado que formó elementos positivos que cambiaron el régimen de depositación de carbonatado a terrígeno. Al respecto, *Ferrusquía-Villafranca (1996)* propone que al término del Cretácico e inicio del Paleoceno, en el área Ixtapa-Soyaló, Chiapas, ocurrió actividad tectónica que produjo una discordancia angular de poca magnitud, tal vez asociada a un levantamiento moderado (del macizo de Chiapas?), que ocasionó la somerización del ambiente marino, emersión temporal y el incremento del aporte sedimentario terrígeno. De igual forma estas evidencias no son concluyentes y es probable que el macizo no haya estado presente en esta época (a excepción de analizar la composición de los terrígenos de las unidades estratigráficas del Paleógeno) en el Bloque Yucatán, sin embargo, si evidencian la formación de altos topográficos que cambiaron el régimen de sedimentación.

La idea de que el macizo ya estaba en el Bloque Yucatán durante el Cretácico Tardío también es compartida por *Molina-Garza et al. (1992)*, quienes consideran que el macizo de Chiapas evolucionó junto con el Bloque Yucatán. Ellos determinaron (utilizando como método la extrapolación de datos paleomagnéticos del macizo a todo el bloque) que los datos magnéticos están a favor de los modelos de la evolución del Golfo de México que indican que la rotación del Bloque Yucatán, en sentido contrario a las manecillas del reloj, fue el mecanismo para la apertura del Golfo, donde dicho bloque se comportó brevemente como una microplaca antes de arribar a su posición actual en el Jurásico Medio o Tardío.

Sin embargo, *García-Molina (1994)* postula que el macizo de Chiapas es alóctono más que autóctono y su posicionamiento en la placa de Norteamérica ocurrió a finales del Oligoceno. Él determinó que el macizo es infrayacido por un nivel de despegue el cual incluye al basamento y también estimó que el acortamiento en líneas sísmicas regionales es de 40 a 60 Km sugiriendo esto que el macizo es

alóctono. A finales del Oligoceno, la posición del macizo estuvo a lo menos 40 a 65 Km al SW en el Océano Pacífico.

Para el Paleoceno Tardío-Eoceno Medio, ya estaba formada la placa del Caribe llegando a ser un elemento tectónico aislado sin movimiento importante (Jordan, 1975; en: Ross y Scotese, 1988). El movimiento relativo entre las placas del Caribe y las vecinas fue debido casi totalmente a la continuación del movimiento hacia el oeste de Norte y Sudamérica. Un cambio en el movimiento de placas durante el Eoceno Medio-Tardío resultó en un nuevo límite de placas a lo largo del norte de la placa del Caribe que conectó el tren este-oeste de las fallas Motagua-Polochic-Jocotán con el margen rumbo-deslizante al sur de la cordillera Caimán. Este nuevo límite de placas incorporó al Bloque Chortis y terrenos asociados (que pertenecían a la placa de Norteamérica) a la placa del Caribe. Inversamente Cuba y la cordillera Caimán fueron despegados de la placa del Caribe y agregados a la placa de Norteamérica (Figura-4.3).

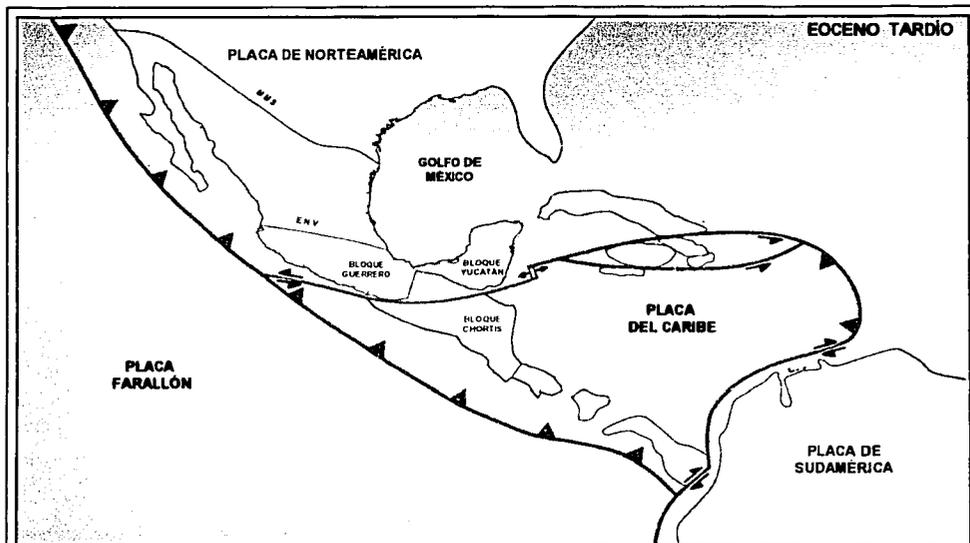


Figura-4.3. Reconstrucción tectónica para el Eoceno Tardío, 44.1 m.a. (Adaptado de Ross y Scotese, 1988).

Dickinson, 1980 y Coney (1983; en: Quezada-Muñetón, 1990) proponen que ya en el Eoceno Tardío la placa del Caribe era un elemento tectónico que interactuando con la placa de Norteamérica, imprimió al Bloque Chortis una rotación en sentido contrario a las manecillas del reloj (de sureste a noreste). En el Mioceno (*Oviedo-Pérez, 1996*) este movimiento provoca un empuje con más fuerza hacia el macizo de Chiapas (Figura-4.4), lo cual dio origen a la fase principal de estructuración y cabalgamiento de la Sierra de Chiapas; a esta deformación también se le conoce como evento Chiapaneco (*Santiago-Acevedo y Baro-Santos, 1992*). En este tiempo, debido al efecto isostático de su peso, Chortis inclinó hacia abajo y al suroeste el margen continental del Bloque Yucatán. La subducción pacífica y la colisión entre Chortis y el sureste de México fue oblicua. Este movimiento fue acompañado por una combinación de cabalgamiento hacia el noreste en la Sierra de Chiapas, y fallamiento transcurrente a lo largo del borde sur del macizo de Chiapas.

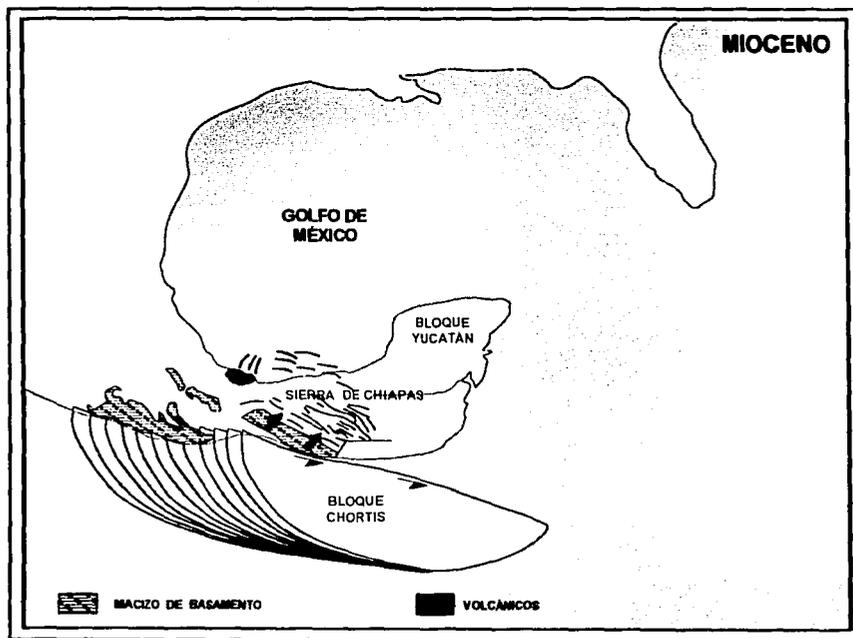


Figura-4.4 Colisión oblicua miocénica en el margen Pacífico y rotación del Bloque Chortis en sentido contrario a las manecillas del reloj (Adaptado de Oviedo-Pérez, 1996).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Según *Ross y Scotese (1988)*, durante el Eoceno Tardío-Mioceno, el movimiento relativo entre las placas de Norteamérica y del Caribe continuó a lo largo del sistema de fallas Motagua-Polochic-Jocotán (Figura-4.5), movimiento que es acompañado en el Mioceno Tardío por la rotación del macizo de Chiapas en sentido de las manecillas del reloj, en respuesta a la compresión progresiva en dirección Noreste ejercida por la trinchera de Centroamérica (formándose así el cinturón plegado del sureste de México?).

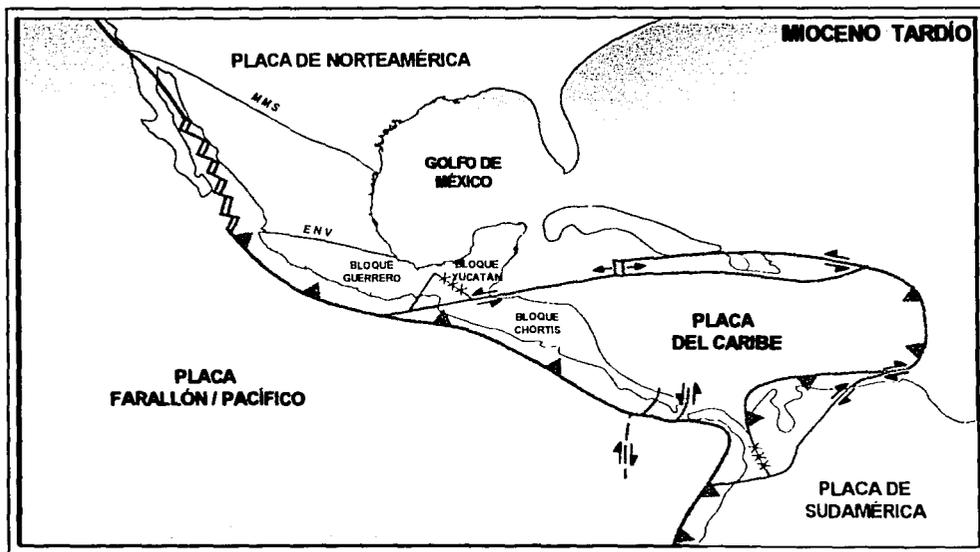


Figura-4.5 Reconstrucción tectónica para el Mioceno Tardío, 10.6 m.a. (Adaptado de *Ross y Scotese, 1988*).

Delgado-Argote y Carballido-Sánchez (1990) concuerdan con la idea de *Ross y Scotese (1988)* de que el macizo de Chiapas ha sufrido rotación en sentido de las manecillas del reloj. Estos autores mencionan que la zona de junta triple entre las placas de América del Norte, de Cocos y del Caribe define un sistema tectónico inestable con migración hacia el Este a lo largo del sistema de fallas Motagua-Polochic-Jocotán. Esta evolución, a partir de hace aproximadamente 8 m.a. imprime un estilo tectónico en el área continental que incluye: a) el desarrollo de un

sistema transpresivo de sentido sinistral orientado NE-SW, que puede ser trazado desde Puerto Ángel hasta Ciudad del Carmen-Macuspansa (Figura-4.6); y b) la caracterización comprendida entre los sistemas Puerto Ángel-Macuspansa y Polochic como un bloque activo (que incluye totalmente al macizo de Chiapas) con rotación en el sentido de las manecillas del reloj, cuyos límites hacia el norte no están bien definidos.

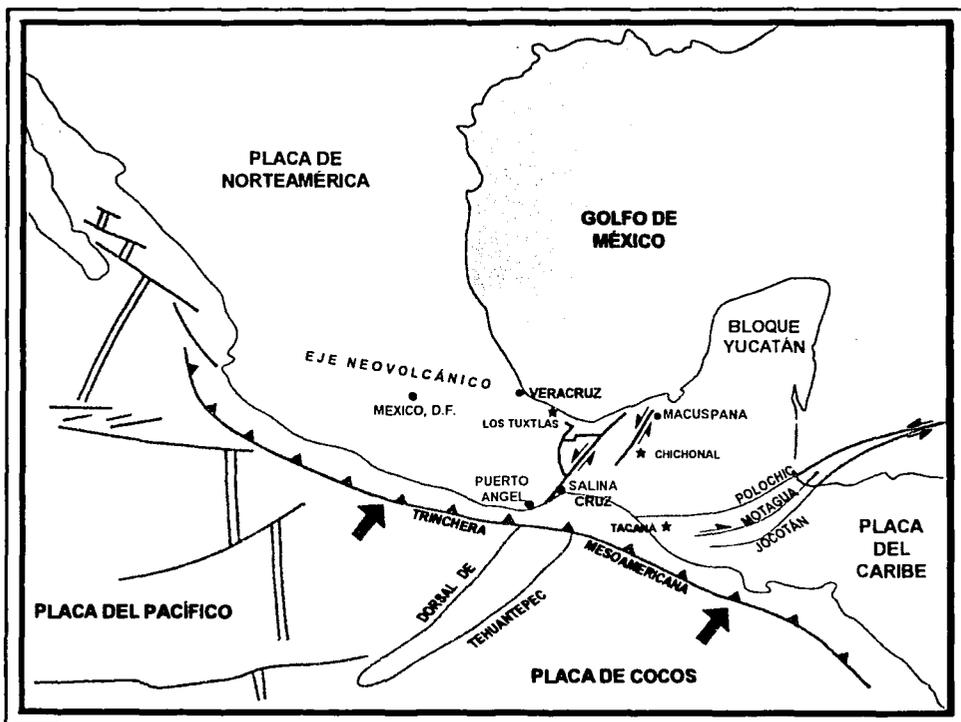


Figura-4.6. Sistema transpresivo en sentido sinistral desde Puerto Ángel, Oax., hasta Macuspansa, Tab. (Delgado-Argote y Carballido-Sánchez, 1990).

En el Plio-Pleistoceno el Bloque Chortis continuó su movimiento hacia el Este (Figura-4.7) alejándose del macizo de Chiapas. La carga isostática que flexionaba hacia abajo el margen Pacífico ya no existía y el margen rebotó hacia arriba al

verse liberado del peso que lo hundía. Esto dio por resultado un gran levantamiento y erosión en la Sierra de Chiapas, combinado con una gran subsidencia y aporte de sedimentos hacia el norte de la misma, lo que provocó la fase principal de la evacuación de las canopies de sal instaladas durante el Paleógeno (Oviedo-Pérez, 1996).

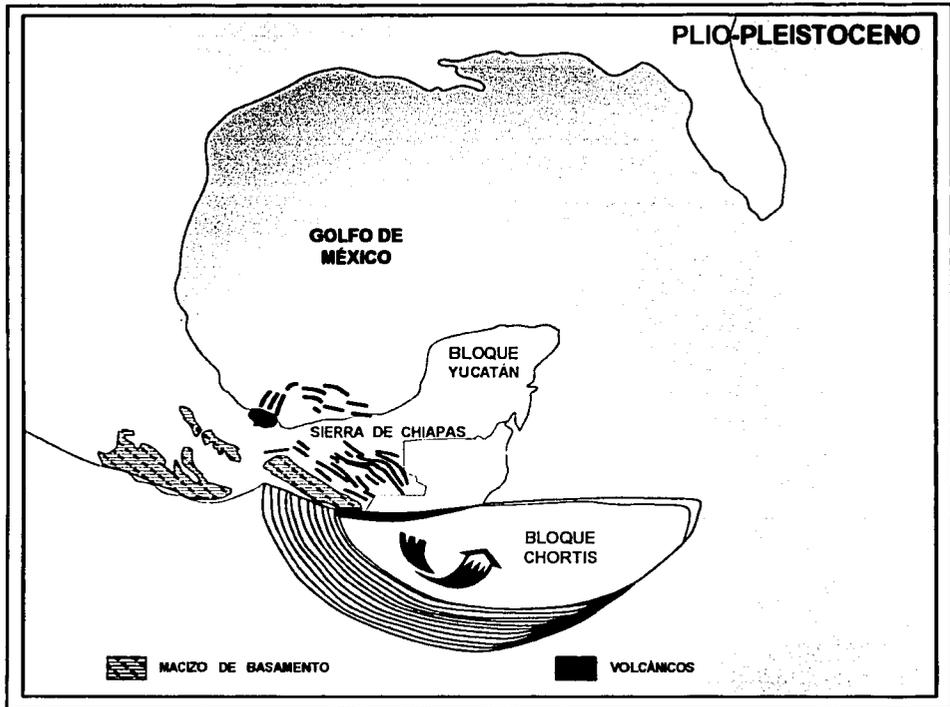


Figura-4.7. Levantamiento del margen Pacífico en el Plió-Pleistoceno seguido por el desprendimiento del Bloque Chortis (Adaptado de Oviedo-Pérez, 1996).

Actualmente el tectonismo en la región del Caribe continúa de la misma forma que en el Mioceno, moviéndose la placa de Norteamérica hacia el oeste con respecto a la placa del Caribe a una velocidad de menos de 2 cm por año (Figura-4.8). Así mismo, el Bloque Chortis se ha desplazado una distancia

aproximada de 1000 a 1200 Km a través de la fosa Caimán (Ross y Scotese, 1988) y ha rotado 32° en sentido contrario a las manecillas del reloj con respecto a México, desde una posición al suroeste del Bloque Guerrero en el Jurásico Medio hasta su posición actual en Centroamérica. Esta teoría se basa en la ocurrencia de basamento metamórfico Paleozoico similar en Centroamérica y el suroeste de México y en datos paleomagnéticos de carbonatos del Cretácico Inferior de Honduras (Gose, 1985; en: Ross y Scotese, 1988).

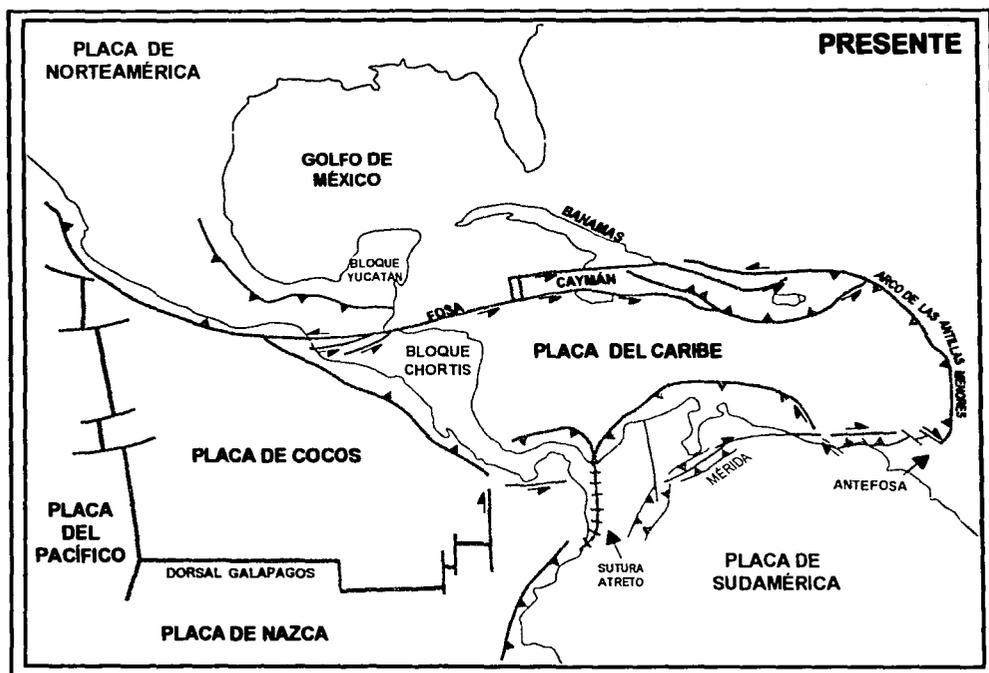


Figura-4.8. Placas tectónicas activas en el presente 0.0 m.a. (Adaptado de Pindell, 1988).

4.2.-TIPO DE CUENCA

Las cuencas sedimentarias se desarrollan dentro del área de influencia de los límites de placas divergentes, convergentes y transformes, en respuesta al movimiento relativo entre placas tectónicas, por lo tanto, la formación de las cuencas es la respuesta directa a los procesos tectónicos activos en los límites de placas, donde la naturaleza de los procesos determina el tipo de cuenca que se desarrollará. En ellas, la complejidad de las relaciones estructurales y estratigráficas es tal que a cada cuenca se le puede tratar como única. El punto crucial en el entendimiento de la cuenca es que su morfología está determinada por la forma compuesta del apilado de megasecuencias depositacionales, considerando que cada megasecuencia representa el relleno sedimentario durante cada fase de evolución. El resultado es una gran cantidad de geometrías de la cuenca sumamente complicadas, donde la complejidad estratigráfica dentro de cada megasecuencia simplemente refleja la respuesta sedimentaria a los procesos formadores de la cuenca. Finalmente, la arquitectura de la cuenca esta definida por una o más megasecuencias depositacionales y por la variación de facies internas (*Dromgoole y Pepper, 1990*).

La Cuenca del Sureste pertenece a la megacuenca del Golfo de México, y es por esta razón que en este capítulo se ha considerado información de autores que han realizado trabajos de clasificación de cuencas refiriéndose al área como Cuenca del Sureste o como megacuenca del Golfo de México.

Para *Bally y Snelson (1980)*, la megacuenca del Golfo de México es un caso especial del tipo de "Margen Pasivo Tipo Atlántico", la cual sobreyace a corteza oceánica y continental, se encuentra sobre la litósfera rígida y genéticamente no está relacionada con la formación de megasuturas (cinturón plegado y cabalgado formado por colisiones entre continentes o entre continentes y arcos magmáticos) (Figura-4.9). La megacuenca del Golfo de México es una cuenca circular, similar a un margen pasivo que está ligada a extensión oceánica y su centro tiene un basamento oceánico. El Golfo de México sobreyace a megasuturas formadas

durante el Paleozoico Tardío (Figura-4.10), las cuales estuvieron limitadas por zonas de subducción-A (zonas donde algunas cantidades de corteza sílica pueden estar bajo la megasutura, *Bally y Snelson, 1980*) y contienen un complejo de cuenca "rift" post-orogénico.

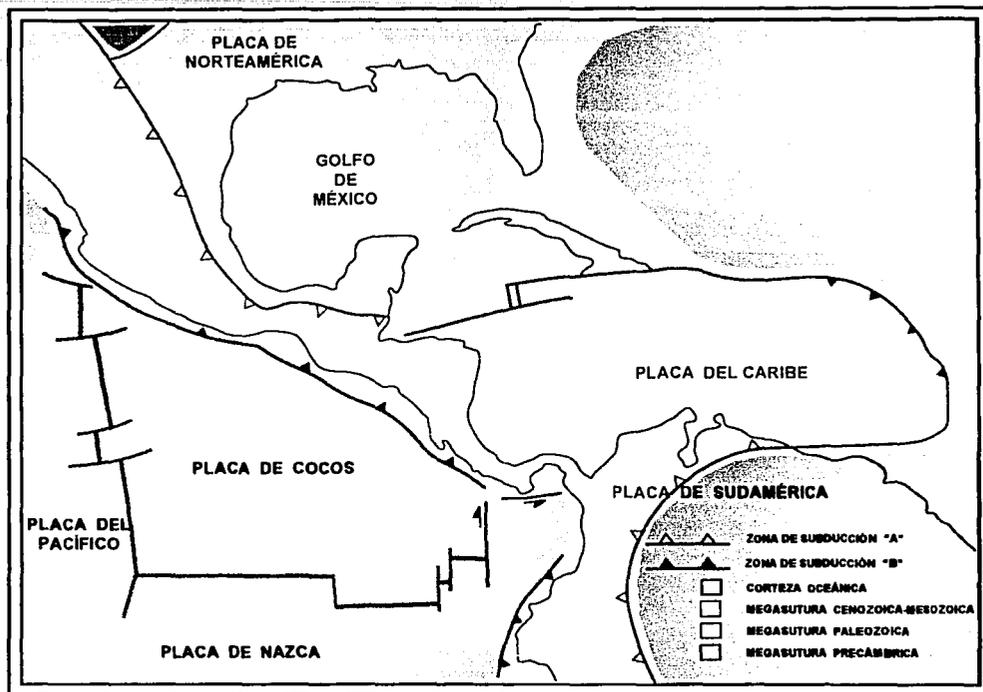


Figura-4.9. Megasuturas del Continente Americano (Adaptada de *Bally y Snelson, 1980*).

Para *Klemme (1980)*, los campos petroleros de México se encuentran en una cuenca tipo "downwarp" (combadas), perteneciente a una región cratónica. Este autor basa su clasificación en tectónica de placas y en el potencial petrolero de las cuencas; al respecto dice que el flujo de calor y el régimen de temperatura en cualquier cuenca dada, influyen en la profundidad a la cual ocurre la generación de petróleo y migración primaria. Este tipo de cuenca generalmente es más antigua, más grande y de larga vida, contiene sedimentos carbonatados y terrigenos y alcanza un punto óptimo con respecto al sistema petrolero.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

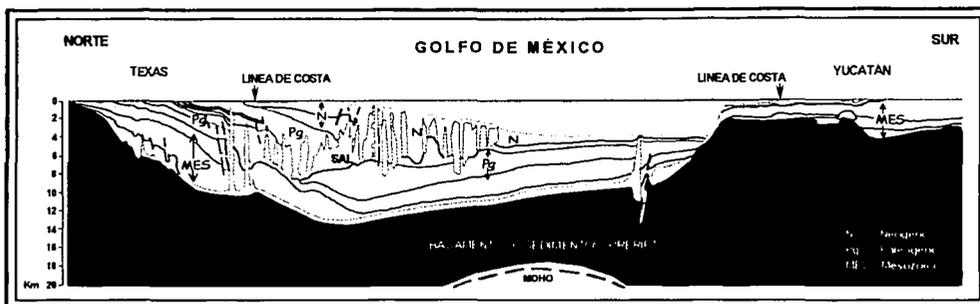


Figura-4.10 Megacuena del Golfo de México (Watkins, 1977; en: Bally y Snelson, 1980).

Para *García-Molina (1994)*, en el sureste de México los sedimentos siliciclásticos se depositaron durante el Paleógeno y parte del Mioceno en cuencas “flexurales” (cuencas “foreland” de *Einsele, 1992*, y *Dickinson, 1976*) que respondieron a la deformación en la Sierra Madre Oriental. Según este autor, el antepaís (foreland) de la Sierra de Chiapas consiste de la plataforma de Yucatán, su talud y la megacuena del Golfo de México. De esta forma una cuenca antepaís puede ser separada de una plataforma antepaís.

Para *Oviedo-Pérez (1996)*, en la porción oriental de la Cuenca del Sureste el incremento del empuje del macizo de Chiapas y el Bloque Chortis durante el Paleógeno, así como la incipiente formación de la placa del Caribe, dieron por resultado el desarrollo de una cuenca antifosa (foredeep). Las cuencas antifosa (Figura-4.11) son comúnmente las más asociadas a compresión y se forman debido a flexura en la litósfera causada por el peso del apilamiento de cabalgaduras en el frente compresivo. Estas cuencas son de forma elongada y paralelas al frente de cabalgadura, con dimensiones que varían entre 100 y 300 Km de ancho. Es común la geometría asimétrica del relleno sedimentario asociado a una cuenca antifosa, engrosándose por lo general hacia el eje de máxima carga, es decir, hacia el frente montañoso.

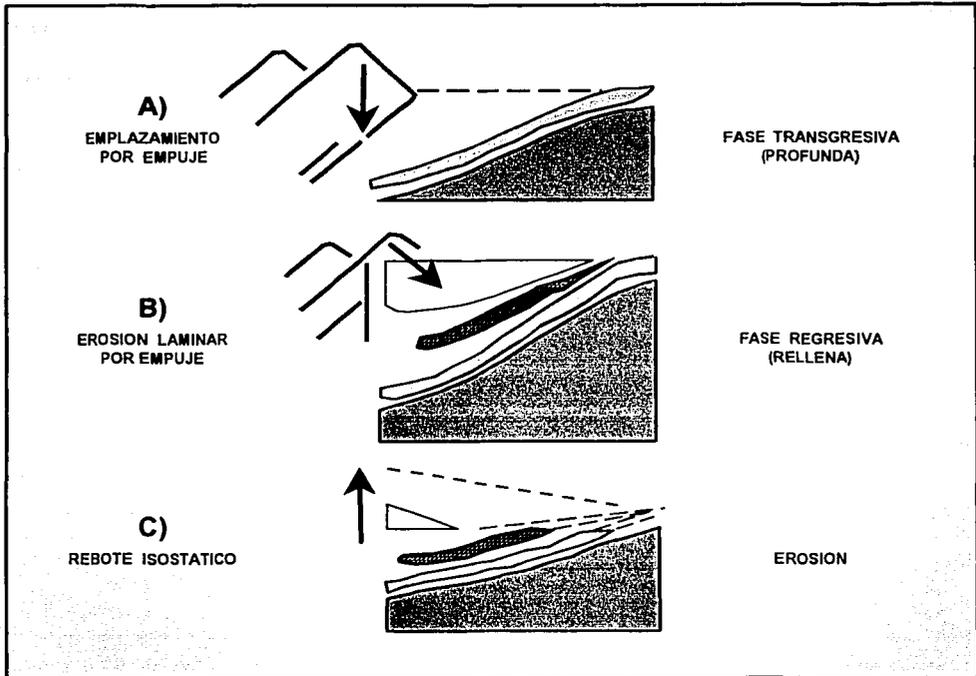


Figura-4.11. Ciclo de evolución de las cuencas foredeep (Tomado de *Oviedo-Pérez, 1996*)

Oviedo-Pérez (1996), continúa diciendo que la Orogenia Laramide generó una gran faja de pliegues y cabalgaduras que se extiende desde la parte central de Guatemala hacia el norte a través de la Sierra Madre Oriental y hasta el oeste de los Estados Unidos de Norteamérica. En el frente de esta faja plegada se formaron una serie de cuencas antefosa entre las que se incluyen la Cuenca del Sureste, Cuenca de Veracruz y la Cuenca de Tampico-Misantla, entre otras. En el Mioceno Temprano esta cuenca antefosa todavía existía, pero ya en el Plio-Pleistoceno (aunque no se menciona que tipo de cuenca se desarrolló) es evidente que ya no funcionó, y en su lugar se desarrolló una cuenca con depositación terrígena de relleno pasivo.

Dickinson (1976), en su clasificación de cuencas antepaís (foreland) relaciona a las cuencas antepaís fragmentadas (broken foreland) con el cinturón laramídico, y según *Oviedo-Pérez* (1996) la Orogenia Laramide actuó en el área durante el Paleógeno, por lo tanto, las cuencas antepaís fragmentadas son otro tipo de clasificación de cuenca para el área de estudio. *Dickinson* (1976) continúa diciendo que en las cuencas antepaís fragmentadas los levantamientos del núcleo del basamento y cuencas locales limitadas por fallas, reflejan implicaciones de basamento en la deformación antepaís. Las condiciones que promueven este tipo de comportamiento no son totalmente entendidas. Cuando las características principales de la corteza preexistente (como los aulacógenos) existen en la región antepaís, la reactivación de fallas antiguas puede favorecer el desarrollo de levantamientos de bloques y depresiones locales más que cuencas continuas y anchas. Dentro de las regiones antepaís fragmentadas, las condiciones heterogéneas prevalecen y pocas generalizaciones son posibles.

La Tabla 4.1 resume la clasificación de la cuenca del área de estudio, en ella se observa que la mayoría de los autores concuerdan con el tipo antepaís, y aunque *Oviedo-Pérez* (1996) la llama antefosa (foredeep), se refiere a lo mismo ya que es un término moderno para la misma cuenca, ya que según *Allen et al.* (1986); en *Ingersoll* (1988), cuenca antepaís (foreland) es un término pre-tectónica de placas usado para describir una cuenca entre un cinturón orogénico y un cratón. Debido a que la mayoría de los autores concuerdan con la cuenca tipo antepaís, es conveniente abundar más respecto a este tipo de cuencas.

Einsele (1992), afirma que el factor primario que produce a las cuencas antepaís en el frente de un cinturón montañoso cabalgante es la *flexura de la litósfera*. Estas cuencas se desarrollan sobre corteza continental, la cual está cargando el peso de un cinturón cabalgante cercano, así como a la fuerza lateral ejercida por la compresión de placas tectónicas. Las cuencas antepaís, o a lo menos sus partes internas, están frecuentemente superpuestas sobre un margen continental pasivo, por

ejemplo, sobre la litósfera, la cual ya fue mecánicamente extendida y ha subsidido termalmente.

CLASIFICACIÓN DE LA MEGACUENCA DEL GOLFO DE MÉXICO (CUENCA DEL SURESTE) DURANTE EL TERCIARIO	
AUTOR	TIPO DE CUENCA
Dickinson (1976)	Cuenca Antepaís Fragmentada (cuencas relacionadas a la Orogenia Laramide)
Bally y Snelson (1980)	Cuenca de Margen Pasivo tipo Atlántico (Golfo de México)
Klemme (1980)	Cuenca "Downwarp" (Golfo de México)
García-Molina (1994)	Cuencas Flexurales Antepaís y Cuenca de Régimen Regresivo (Sureste de México)
Oviedo-Pérez (1996)	Cuenca Antefosa y Cuenca de Relleno Pasivo (porción centro-occidental de la Cuenca del Sureste)

Tabla 4.1. Resumen del tipo de cuenca de acuerdo a cada autor.

Dickinson (1976), clasifica a las cuencas *antepaís* (foreland) en *periféricas* (peripheral foreland), *retroarco* (retroarc foreland) y *fragmentadas* (broken foreland), de las cuales estas últimas ya fueron descritas. Las cuencas que se encuentran a lo largo de flancos continentales de cinturones orogénicos tienen muchos aspectos en común: a) la carga tectónica de los cinturones cabalgados contribuye a la subsidencia flexural de las cuencas; b) en las secciones transversales las cuencas se muestran fuertemente asimétricas; c) los flancos orogénicos de las cuencas sufren deformación durante su evolución; y d) los flancos cratónicos de las cuencas se unen gradualmente con las secuencias de plataforma. En este tipo de cuencas es difícil de evaluar dos características principales: a) la importancia de diferentes mecanismos de subsidencia; y b) los gradientes geotérmicos que prevalecen en diferentes partes de las cuencas durante su evolución.

Las cuencas *antepais periféricas* son las clásicas cuencas antepais desarrolladas adyacentes a cinturones de sutura de la corteza donde los márgenes han sido acercados contra complejos de subducción después de que la corteza oceánica ha sido consumida (Figura-4.12).

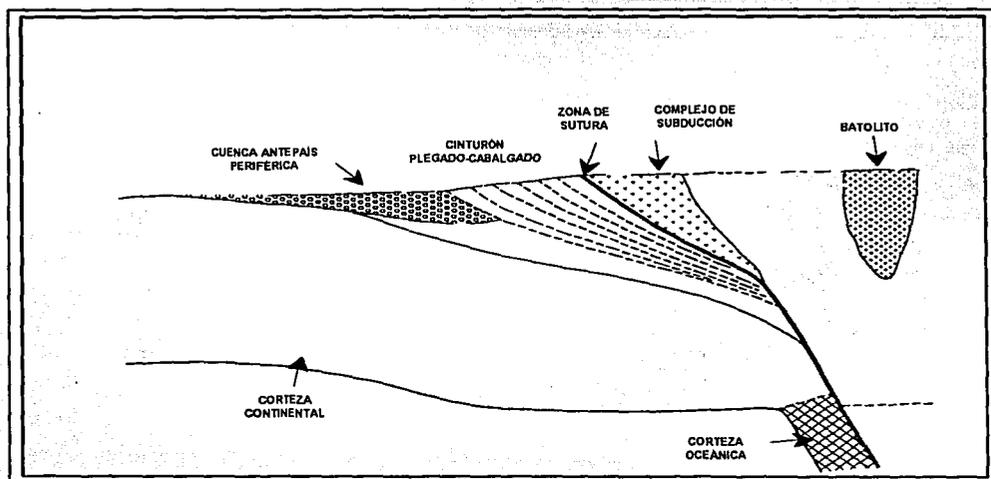


Figura-4.12. Perfil de una colisión entre continentes y la cuenca antepais periférica (peripheral foreland) asociada (Dickinson, 1976).

La cuenca antepais está formada en el bloque continental como una inclinación hacia la zona de subducción. Pliegues y cabalgamientos a lo largo del margen orogénico de cuencas periféricas definen un margen estructural desarrollado sobre un lado. Fallas normales análogas (en posición) a aquellas en los taludes externos de las trincheras se pueden formar en el lado cratónico. Sedimentos terrígenos pueden entrar a la cuenca tanto del lado orogénico como del lado cratónico, aunque las cuñas terrígenas prominentes están más comúnmente en el lado orogénico. Aunque las turbiditas pueden ocurrir en algunas instancias, los complejos fluvio-deltaicos son más típicos. El transporte de sedimentos puede ser transversal o longitudinal localmente. La proporción de capas marinas y no marinas es dependiente de las relaciones entre la velocidad de subsidencia y la velocidad de sedimentación.

Las cuencas *antepais retroarco* se encuentran detrás de arcos magmáticos continentales (Figura-4.13). Su relación a los sistemas arco-trinchera es clara y se comprueba por el paralelismo por grandes distancias con la trinchera o complejo de subducción y con la cadena volcánica o cinturón batolítico. Los cinturones plegados de retroarco aparentemente se desarrollan cuando la litósfera ablandada termalmente a lo largo del arco aloja movimientos contraccionales.

El cinturón plegado antepais presumiblemente se desarrolla donde el borde del cratón aún rígido cobija el flanco posterior de la estructura de arco. Complejos fluvio-deltaicos se esparcen desde el flanco orogénico principalmente y parcialmente desde el flanco cratónico y quizás esta es la principal característica de los estratos de las cuencas antepais retroarco. Los depósitos marinos someros son comunes y los de aguas profundas son raros.

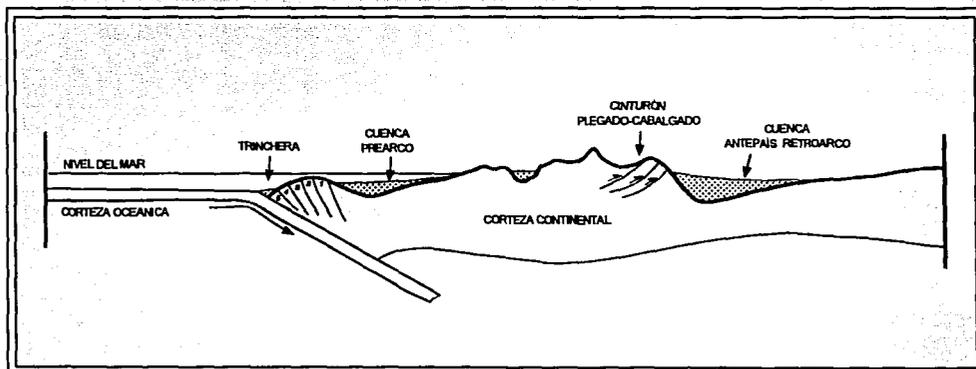


Figura-4.13. Perfil de un arco de margen continental mostrando la cuenca antepais retroarco (retroarc foreland) (Tomado de *Cordie, 1980*).

Ingersoll (1988), también estudió las cuencas *antepais retroarco* (retroarc foreland) y según él los sistemas compresionales arco-trinchera comúnmente desarrollan cuencas antepais atrás de los arcos debiéndose a subducción parcial de corteza continental bajo los orógenos de arco. *Dickinson (1974; en: Ingersoll, 1988)* propuso que el término "retroarco" se use para describir las cuencas antepais

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

formadas atrás de arcos compresionales, en contraste a las cuencas antepaís periféricas formadas durante colisiones continentales. Así, aunque "trasarco" y "retroarco" literalmente son sinónimos, el primero es usado para arcos neutrales y extensionales, mientras el segundo se usa para arcos compresionales.

Bally y Snelson, (1980), postulan que las cuencas antifosa pertenecen al tipo de cuencas perisuturales, las cuales se localizan en zonas de subducción-A (zonas donde algunas cantidades de corteza síalica pueden estar bajo la megasutura), están superpuestas sobre rampas inclinadas hacia la megasutura, tienen sistemas dinámicos y con el tiempo el depocentro de estas cuencas migra fuera del eje de la megasutura. Las antifosas se desarrollan sobre complejas plataformas sobreyaciendo a corteza continental.

4.2.1.-ANÁLISIS Y CONCLUSIÓN

La clasificación de *Bally y Snelson (1980)* comprende a los megaciclos Mesozoicos-Cenozoicos y a las principales cuencas del mundo, como lo es el Golfo de México, estos autores consideraron solo los eventos regionales formadores de cuencas como son la apertura del Golfo y la deriva continental con su sedimentación asociada pre-rift, sin-rift y post-rift, por lo que los eventos tectónicos locales a la escala de la Cuenca del Sureste del área de estudio no fueron tratados, seguramente porque el alcance de ese trabajo no lo permitió.

Kleme (1980), basa su clasificación en el potencial petrolero y en tectónica de placas y al igual que *Bally y Snelson (1980)*, su clasificación es de cuencas principales del mundo, como lo es el Golfo de México.

La Cuenca del Sureste de México se desarrolló sobre un margen pasivo (*Bally y Snelson, 1980, García-Molina, 1994, Oviedo-Pérez, 1996*) y está íntimamente relacionada con la formación de los cinturones cabalgados cercanos. Durante el

TRABAJO CON
FALLA DE ORIGEN

Paleógeno y Mioceno, la Cuenca del Sureste funcionó como una depresión a lo largo del frente del cinturón cabalgado de la Sierra Madre Oriental, Sierra de Chiapas y Sierra de Juárez, donde tal depresión ha sido denominada como cuenca antepaís por *García-Molina (1994)*, o cuenca antefosa por *Oviedo-Pérez (1996)*.

En esta tesis se concuerda que para el área Chiapas-Tabasco, durante el Cenozoico existieron dos tipos de cuencas, una que corresponde a cuenca antefosa que funcionó desde el Paleógeno y hasta el Mioceno Tardío y otra de relleno pasivo durante el Plioceno-Pleistoceno. La cuenca antefosa fue formada debido a que los cinturones cabalgados de la Sierra Madre Oriental y Sierra de Chiapas, obedeciendo a una compensación isostática y al peso del apilamiento de las cabalgaduras en el frente compresivo, generaron una flexura en la litósfera paralela al frente cabalgante, flexura que corresponde a una cuenca antefosa.

Con base en las características específicas de los tipos de cuencas flexurales distinguidas por *Dickinson (1976)*, la cuenca antefosa del área Chiapas-Tabasco se comportó durante el Paleógeno y Mioceno como una cuenca flexural retroarco o fragmentada, si la Orogenia Laramide y el evento Chiapaneco son producto de un arco magmático continental (como postulan *Damon et al., 1981*). De otra forma, si el levantamiento del macizo de Chiapas y el evento Chiapaneco son producto del choque del Bloque Chortis contra el Bloque Yucatán, entonces la cuenca flexural antefosa del área deberá ser clasificada como una variedad de la cuenca antefosa periférica, ya que este tipo de cuenca se desarrolla en un margen convergente, y las Cuencas Terciarias del Sureste se han desarrollado en un margen divergente, sin embargo han sido controladas por un cinturón compresivo plegado y cabalgado (Sierra Madre Oriental, Sierra de Juárez y Sierra de Chiapas) y su ubicación es adyacente a dicho frente, al igual que la cuenca antefosa periférica. El segundo tipo de cuenca funcionó durante el Plioceno-Pleistoceno, como una cuenca de margen divergente de relleno pasivo, caracterizada por un gran aporte de sedimentos predominantemente terrígenos, bajo un régimen eminentemente progradante y gobernada por tectónica de gravedad.

5.- ESTRATIGRAFÍA

5.1.-ESTRATIGRAFÍA TRADICIONAL

Tradicionalmente la columna estratigráfica Terciaria del área se ha manejado con unidades de diferente nomenclatura, así está compuesta por unidades cronoestratigráficas para el Paleógeno denominadas Paleoceno, Eoceno y Oligoceno, y por unidades litoestratigráficas para el Neógeno denominadas "Formación" Depósito, Encanto, Concepción Inferior, Concepción Superior, Filisola y Paraje Solo. El uso de estas formaciones se remonta a los primeros años de la industria petrolera en nuestro país, desde antes de la expropiación petrolera en 1938, cuando en la región de la Subcuenca Salina del Istmo (donde se habían descubierto los primeros campos petroleros de la región, Figura-3.1) los primeros geólogos tuvieron la necesidad de elaborar una columna estratigráfica representativa del área. Diferentes autores las mencionan en sus reportes geológicos, pero fue *Gibson B. J (1936)*, quien las describe por primera vez como "formaciones" (*López-Ramos, 1983*). Los nombres de las "formaciones" fueron tomados de localidades cercanas, por ejemplo la "Formación" Encanto fue descrita en la rancharía El Encanto, localizada a 20 km al SE de Minatitlán, Ver. (Figura-3.1), las "formaciones" Concepción Superior e Inferior fueron descritas originalmente como una sola en el área de La Concepción, sobre la margen derecha del río Uzpanapa, donde se encuentra el campo petrolero Concepción, a unos 24 km al SE de Minatitlán, Ver., La "Formación" Filisola toma su nombre del campo petrolero Filisola, al SE de Coatzacoalcos, Ver., y la "Formación" Paraje Solo fue nombrada así debido a que se describió en la región de Paraje Solo, dentro del municipio de Moloacán, Ver., (*López-Ramos, 1983*).

Con el paso de los años y con el descubrimiento de campos petroleros en la Subcuenca de Comalcalco y en el área Chiapas-Tabasco, estas "formaciones" fueron extrapoladas para usarse en los pozos de las áreas mencionadas. Sin embargo, desde su descripción original se puede apreciar que la mayoría de ellas presentan

TECNOLOGIA
FALLA DE ORIGEN

problemas en su reconocimiento dada la semejanza de las litologías entre las mismas, por lo que desde sus orígenes fue más fácil reconocerlas con criterios paleontológicos.

Resulta difícil pensar en como una unidad litoestratigráfica es más fácil reconocerla con características paleontológicas que litológicas, por lo que a primera vista resalta la duda si realmente se trata de una unidad litoestratigráfica. A este respecto, el código de *The North American Comisión on Stratigraphic Nomenclature (1983)* dice...“La formación es la unidad fundamental en la clasificación litoestratigráfica. Una formación es un cuerpo de roca identificado por sus características líticas y posición estratigráfica...”, sin embargo, al igual que en su lugar de origen, las formaciones manejadas en el área no son reconocibles por sus características litológicas sino que se aplica un criterio paleontológico para su identificación, por lo que propiamente no son unidades litoestratigráficas sino mas bien son unidades bioestratigráficas, pero, la nomenclatura no es la establecida para una unidad bioestratigráfica ya que en el código antes mencionado se puede leer que el nombre para estas unidades debe ser “compuesto y designa el tipo de biozona...”, por lo que la nomenclatura tampoco corresponde a una unidad bioestratigráfica. En conclusión, el uso de los nombres formacionales como base de la estratigrafía tradicional siempre ha sido de manera informal, siendo esta la razón por la cual en este trabajo se les refiere entre comillas (“Formación”).

Por otro lado, respecto a la utilidad del uso de estas “formaciones”, en 1989 *Ricoy-Saldaña* ya había notado algunos problemas al correlacionar sísmicamente las “formaciones”, puntualizando que presentaban mejor correlación las secuencias sísmicas. Más tarde, en 1994 *PEP-BP* demostraron que no existe correlación al integrar la columna estratigráfica tradicional de los pozos con la sísmica, evidencia clara de que su uso es inadecuado, proponiendo como más conveniente el empleo de la estratigrafía secuencial en las correlaciones sismo-estratigráficas.

TRABAJO CON
FALLA DE ORIGEN

Durante muchos años una gran cantidad de información de subsuelo ha sido descrita con la estratigrafía tradicional, y a pesar de que la utilidad de las "formaciones" en las correlaciones sismo-estratigráficas no es buena, desde el punto de vista litológico si son importantes, ya que están constituidas por las secuencias arenosas y arcillosas de edad Terciario más importantes como rocas almacenadoras y sellos, por lo que en esta tesis se considera conveniente conocer la descripción de las "Formaciones".

Parte del objetivo de esta tesis es el estudio de las rocas terrígenas terciarias del área Chiapas-Tabasco, razón por la cual todas las unidades estratigráficas que se describen en esta tesis son de ese tiempo.

La estratigrafía del subsuelo del área está ampliamente descrita en el "Estudio Sedimentológico del Terciario en el Prospecto Cuenca de Comalcalco, Tab." por *García-Reynoso et al., 1989*, en donde se dispuso de abundante información de pozos. Debido a que el estudio antes mencionado data de 1989 y a la fecha algunos microfósiles han cambiado de nombre genérico, en esta tesis se ha actualizado la nomenclatura de los foraminíferos planctónicos; de esta manera, se cambió el nombre del género *Globorotalia* por el de *Morozovella*.

Paleoceno.- Está representado principalmente por lutitas, con interestratificaciones de lutitas arenosas, areniscas, margas, delgadas capas de caliza y bentonita, así como brechas de clastos de caliza y conglomerados en la base de la secuencia. Esta unidad se depositó en un ambiente marino de batimetría media a profunda, en general, en un mar abierto (talud inferior) (*García-Reynoso et al., 1989*). El Paleoceno Temprano ha sido identificado en el área con fauna planctónica como *Morozovella trinidadensis* y *Globoconusa daubjergensis* en los pozos Fénix-201, Lombarda-1, Río Nuevo-1 y Sitio Grande-1 (*Marín-Sosa, 1999*, comunicación personal), correspondiente a un ambiente de depósito de mar abierto y batimetría batial superior. Se han reconocido también la mayoría de las especies planctónicas.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

que caracterizan a las biozonas de *Morozovella trinidadensis* hasta la de *Morozovella velascoensis* (Cabrera-Castro y Lugo-Rivera, 1984).

Eoceno.- Está constituido por una potente secuencia arcillo-arenosa donde esporádicamente se presentan cuerpos de arena, brechas calcáreas, caliza y bentonita. Su ambiente de depósito es de mar abierto (talud inferior y superior). Se ha reportado la presencia de los foraminíferos planctónicos *Morozovella subbotinae* (*G. rex*), *M. formosa formosa*, *Pseudohastigerina wilcoxensis*, *Morozovella lehneri*, *Hantkenina aragonensis*, *Hantkenina alabamensis*, *Globorotalia centralis*, *G. cerroazulensis* (García-Reynoso et al., 1989).

Oligoceno.- Lo constituyen preferentemente lutitas y lutitas arenosas con esporádicas interstratificaciones de arena y/o arenisca, así como de bentonita. El ambiente de depósito es de mar abierto a plataforma abierta (talud superior-plataforma externa). La presencia del Oligoceno Inferior queda definida por el foraminífero planctónico *Pseudohastigerina micra* y el Oligoceno Medio por los foraminíferos planctónicos *Globigerina ampliapertura* y *Globorotalia opima opima* (García-Reynoso et al., 1989). El Oligoceno Superior ha sido identificado con base en la fauna planctónica *Globigerina tripartita*, *Globigerina selli* y *Globigerina ciperoensis* en los pozos Cactus-1, Fénix-201, Íride-140, Jalupa-1, Sitio Grande-1 y Sitio Grande-7 (Clara Marín Sosa, 1999, comunicación personal), pertenecientes a un ambiente de mar abierto y batimetría batial superior a medio.

"Formación Depósito".- Aflora en el norte y noreste de la Sierra de Chiapas y está ampliamente distribuida en el subsuelo en la Cuenca del Sureste. Está constituida por una secuencia predominantemente arcillosa y arcillo-arenosa dentro de la cual, y según el área, se interstratifican delgados cuerpos de arenas y/o areniscas, conglomerados y/o gravas, calizas arcillosas, evaporitas y bentonita. (García-Reynoso et al., 1989). Se identifica en el subsuelo con la extinción de los bentónicos *Anomalinoidea cicatricosa* (Schwager) y abundancia de *Gyroidinoidea broeckhiana* (Karrer) (Cabrera-Castro y Lugo-Rivera, 1984).

"Formación Encanto".- Aflora en el norte de la Sierra de Chiapas y se distribuye ampliamente en el subsuelo en la Cuenca del Sureste. La integran lutitas y arenas o areniscas que a manera de lentes se interestratifican y/o alternan con arenas arcillosas (García-Reynoso et al., 1989). Se reconoce en el subsuelo por la extinción de los foraminíferos bentónicos *Siphouvigerina auberiana* (d'Orbigny) y la abundancia de *Planulina filisolaensis* (Natal) (Cabrera-Castro y Lugo-Rivera, 1984).

"Formación Concepción Inferior".- Está constituida por una facies arcillo-arenosa que litológicamente se trata de lutita y lutita arenosa (García-Reynoso et al., 1989). Se reconoce en el subsuelo con la extinción de los foraminíferos bentónicos *Marginulinopsis marginulinoides* (Goes), *M. messinae* (Souaya) y *Amphicorina hirsuta* (d'Orbigny) (Cabrera-Castro y Lugo-Rivera, 1984).

"Formación Concepción Superior".- Litológicamente la constituyen areniscas arcillosas y arenas y/o areniscas (García-Reynoso et al., 1989). Esta "formación" se reconoce en el subsuelo con la extinción del foraminífero bentónico *Astacolus vaughani* (Cushman) (Cabrera-Castro y Lugo-Rivera, 1984).

"Formación Filisola".- Está representada litológicamente por potentes cuerpos de arenas intercalados con lutitas. La sedimentación de la "Formación Filisola" ocurrió en la mayor parte del área en un ambiente de planicie aluvial y en un ambiente transicional, en ambos es regida por un sistema de depósito deltaico que integraban numerosos y pequeños ríos. Bajo este marco ocurre el depósito de gravas, arenas, limos y arcillas, así como abundante materia orgánica en las áreas interdistributarias que seguramente constituyan pantanos (García-Reynoso et al., 1989).

"Formación Paraje Solo".- Se compone por una secuencia arcillo-arenosa dentro de la cual se interestratifican gruesos cuerpos lenticulares de arena y/o limo. Los componentes litológicos de esta formación son principalmente gravas, arenas, limos y arcillas que contienen capas o trazas de lignito en el ambiente de planicie aluvial y fragmentos de moluscos y foraminíferos bentónicos en el ambiente transicional y de plataforma, respectivamente. Por registros de pozos se infiere que

las gravas corresponden a abanicos aluviales, las arenas a depósitos fluviales y los limos y arcillas, con y sin materia orgánica a pantanos y planicies aluviales, respectivamente. Así también, las arenas y arcillas con fauna bentónica corresponden a depósitos marino-marginales (plataforma somera) con fuerte influencia continental (*García-Reynoso et al., 1989*).

Tratando de ubicar a las "formaciones" antes descritas dentro de un marco cronoestratigráfico moderno, en 1999, Díaz-Puebla et al. (comunicación personal) elaboraron una tabla (Tabla-5.1) de correlación de la estratigrafía tradicional de las cuencas de Comalcalco, Salina del Istmo y Macuspana, la cual incluye a las unidades del Paleógeno.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

UNIDADES CRONOESTRATIGRÁFICAS		ESCALA DEL TIEMPO (M.a.)	FÓSILES ÍNDICES EXTINIONES	CUENCA DE COMALCALCO Y SALINA DEL ISTMO	CUENCA DE MACUSPANA	
PLEISTOCENO				Aluvi3n	Sin nombre	
				Acalapa		
				Cedral	Tres puentes	
				Agueguexquite	Belem	
				Paraje Solo	Zargazal	
	PLIOCENO	PIACENZIANO	1.7	← <i>Sphaeroidinella dehiscentis</i>		
			2.5	← <i>Globigeninoides obliquus s.l.</i>	Filisola	Encajonado
		ZANCLEANO	3.5	← <i>Globorotalia margaritae s.l.</i>	Concepci3n Sup.	Amate Sup.
			3.7	← <i>Globigenina nepenthes</i>	Concepci3n Inf.	Amate Inf.
			5.4	← <i>Globoquadrina dehiscentis</i>		
		6.0	← <i>Sp. disjuncta/G. variabilis</i>	Encanto		
MIOCENO	SUP	6.4	<i>Gt. juanav. Gq. a. globosa</i>	Dep3sito	Dep3sito	
		TORTONIANO				
	MED	SERRAVALIANO	10.8	← <i>Globorotalia mayen</i>	La Laja	La Laja
				← <i>Globorotalia foehsi s.l.</i>		
		LANGHIANO	15.5	← <i>Præorbulina s.l.</i>		
				← <i>Præorbulina sicana</i>		
	INF	BURDIGALIANO	16.5	← <i>Præorbulina sicana</i>		
			20.0	← <i>Catapsydrax dissimilis</i>		
		AQUITANIANO				
			24.8	← <i>Gn. tripartita/Gn. selli</i>		
OLIGOCENO	CHATIANO		<i>Globorotalia opima opima</i>	Lutitas, arenas y areniscas sin nombre	Lutitas, arenas y areniscas sin nombre	
		30.0	← <i>Sph. predistentis</i>			
	RUPELIANO	33.0	← <i>Globorotalia increbescens</i>			
	PRIABONIANO	36.0	← <i>Gt. cerroazulensis s.l.</i>			

----- Lunite inexacto de las "Formaciones" en el tiempo Geol3gico.

Tabla-5.1. Tabla de correlaci3n estratigráfica de las "formaciones" manejadas informalmente en las Cuencas Terciarias del Sureste (Díaz-Puebla, et al., 1999, comunicaci3n personal). Actualmente la escala del tiempo y algunos f3siles indice han cambiado, para conocer los cambios ver la Tabla-5.2.

TECIS CON
FALLA DE ORIGEN

5.2.-ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

El presente trabajo tiene como parte de su objetivo identificar los paquetes estratigráficos principales que forman la cuenca compuesta, por lo que la escala del estudio es a nivel regional. De esta forma, se analizaron las secuencias estratigráficas principales y por su duración en tiempo se determinó que pertenecen a la categoría de ciclos de segundo orden, también llamados Tectonosecuencias. El término "Tectonosecuencia" fue empleado por *PEP-BP (1994)* en el proyecto "Cuencas Terciarias del Sureste y área Marbella", y con base en que una parte del objetivo de ese proyecto corresponde al objetivo de esta tesis, y que además son estudios colindantes, se decidió usar la misma terminología.

5.2.1.-CICLOS DE SEGUNDO ORDEN

Los ciclos de segundo orden tienen una duración en tiempo de 10 a 80 m.a. según *Vail et al. (1977b)* y son llamados Supersecuencias por el mismo autor, Tectonosecuencias por *PEP-BP (1994)* y Megasecuencias por *Hubbard (1988, en: Oviedo-Pérez, 1996)*.

Tectonosecuencia.- Este término es una adaptación de *PEP-BP (1994)* de la definición de Megasecuencia. "La Tectonosecuencia es el elemento fundamental en el análisis de las cuencas. Una Tectonosecuencia es un paquete estratigráfico depositado durante una fase mayor de formación de una cuenca. Está limitada hacia la cima y la base por discordancias regionales que marcan el inicio y el fin de los procesos formadores de la cuenca. Frecuentemente varias Tectonosecuencias se apilan para dar origen a una cuenca compuesta (cuenca en la cual han influido varios mecanismos para su formación). La predicción efectiva del habitat del petróleo en una cuenca compuesta depende del entendimiento de cada Tectonosecuencia" (Figura-5.1).

Supersecuencia.- Es un grupo de secuencias que sucesivamente alcanzan posiciones altas de invasión sobre la superficie discordante infrayacente, seguidas por una o más secuencias con posiciones bajas de invasión. Tanto como conocemos, la mayoría de las supersecuencias fueron depositadas durante los ciclos de segundo orden (superciclos) de elevaciones y caídas relativas del nivel del mar (*Vail et al., 1977b*).

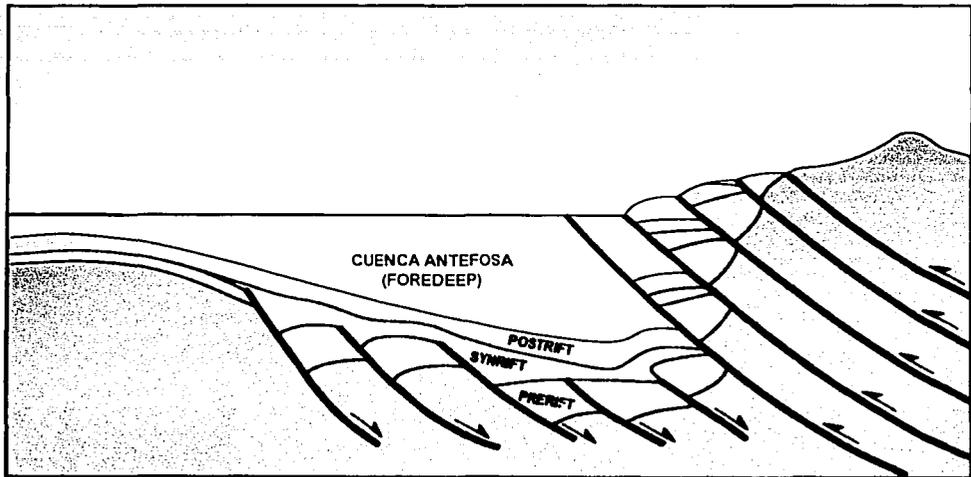


Figura-5.1. Cuenca compuesta en la cual se han identificado las Tectonosecuencias pre-rit, sín-rit, post-rit y antifosa. Tomado de *Dromgoole y Pepper, 1990*.

5.2.2.-DESCRIPCIÓN DE LAS TECTONOSECUENCIAS

Las Tectonosecuencias cenozoicas identificadas en este trabajo son cuatro:

- Tectonosecuencia Paleógeno (68.0-20.53 m.a.)
- Tectonosecuencia Mioceno Temprano-Medio (20.53-11.7 m.a.)
- Tectonosecuencia Mioceno Tardío (11.7-5.73 m.a.)
- Tectonosecuencia Plio-Pleistoceno (5.73-0.0 m.a.)

El estudio comprendió el análisis de la estratigrafía a la escala de Tectonosecuencias, las cuales tienen características tectónicas y estratigráficas específicas y sus límites son discordancias regionales. Estas discordancias fueron identificadas primeramente en líneas sísmicas, debido a que es en esta información donde se pueden observar las características estratigráficas y estructurales del área con mayor facilidad ya que ofrece una visión más amplia que la proporcionada por los pozos. Las discordancias identificadas fueron datadas usando las extinciones de fauna planctónica para la Cuenca del Sureste (PEP, Activo Reforma-Comalcalco, 2001, comunicación personal) (Tabla-5.2), para posteriormente pasar a ser límites de secuencia asignándoles su edad con base a los límites propuestos en la tabla cronoestratigráfica de secuencias cenozoicas de *Hardenbol*, et al. (1998). Los límites de secuencia originados por eventos tectónicos se interpretaron como límites de Tectonosecuencias, límites que pueden estar afectados por discordancias más jóvenes (probablemente de ciclos de 3^{er} o 4^{to} orden), preferentemente en la cima de las estructuras principales. Del análisis estructural-estratigráfico se determinaron dos zonas principales (Figura-5.2):

- Zona Estable, localizada al poniente del área.
- Zona Deformada por Gravedad, localizada al oriente del área.

La descripción de las Tectonosecuencias se realizó considerando su comportamiento en cada una de las zonas, además, para ejemplificar sus características sismoestratigráficas y estructurales se utilizaron líneas sísmicas, para las cuales la Figura-5.3 muestra su localización.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

ERA	SISTEMA	SERIES	PISOS	BIOZONAS	ULTIMAS OCURRENCIAS DE FORAMINIFEROS PLANCTONICOS INDICES	M.A.
H O L O C E N O						
			IOHANO			
			0.95			
			CALABRIANO	N22		
			1.77			1.77
			GELASIANO			
			2.6	PL5	Globigerinoides obliquus extremus	2.6
			PIACENZIANO		Globoquadrina altispira s l	3.09
			3.58	PL3	Sphaeroidinellopsis spp	3.12
			ZANCLEANO	PL2	Globigerinoides obliquus obliquus / Globorotalia margaritae	3.58
			5.32	N19	Globigerina nepenthes / Globigerina picassiana	3.7
			MESSINIANO	N18	Globorotaloides variabilis / Sphaeroidinellopsis disjuncta	5.32
			7.12	N17	Gt juanai / Gq altispira globosa / Ss multiloba	6.0
			TORTONIANO			
			11.2	N16		
				N15	Globorotalia obesa	11.2
				N14	Globorotalia mayeri	11.4
				N13	Globorotalia fohsi robusta	11.9
				N12	Globorotalia fohsi lobata	12.1
				N11	Globorotalia f. fohsi / Gt f. peripheroacuta / Gt f. praefohsi	12.5
				N10	Globorotalia fohsi peripheronda	14.6
			14.8	N9	Præorbulina glomerosa glomerosa	14.8
			LANGIANO			
			16.4	N8	Præorbulina sicana / P. glomerosa curva / Gd. bispericus	16.4
				N7		
			BURDIGALIANO	N6	Catapsydrax dissimilis	17.3
			70.57	N5		
			ADURTANIANO	N4		
			23.8			
			CIVITANO	P22	Globigerina tripartita	24.8
					Globigerina ciperoensis	25.0
			28.5	P21		
				P20	Globorotalia (Paragloborotalia) opima opima	27.1
				P19	Globigerina ampliapertura	30.3
			HUPELLIANO	P18	Pseudohastigerina micra / Turborotalia increbescens	32.0
			33.7	P17	Turborotalia cerroazulensis s l / Hanikenina sp	33.8
			PHALORIANO	P16	Cribrohanikenina inflata	34
			37.0		Morozovella lehneri / Morozovella spinulosa	37.0
			BALETOIANO	P14	Truncorotaloides rohri / Truncorotaloides topilensis	38.8
			41.3	P13	Orbulinoides beckmanni	40.1
			LUTEIANO	P12	Acarinina broedermanni / Acarinina pentacamerata	42.0
				P11	Morozovella aragonensis	43.6
			49.0	P10		
				P9	Acarinina soldadoensis s l / Morozovella quetra	49.5
				P8	Morozovella f. formosa / M. subbotinae / M. lensiformis	50.8
				P7	Morozovella formosa gracilis	52.5
					Morozovella wilcoxensis / Morozovella marginodentata	53.0
				P6	Morozovella aequa	53.7
					Morozovella acuta	53.5
			54.8	P5	Morozovella velascoensis	54.8
			TRAMUNTANO	P4	Pianorotalites pseudomenardi	55.9
			57.9		Morozovella angulata / Muricella pusilla	
			SELANDIANO	P3	Morozovella pseudobulnoides	58.5
			60.9	P2		
			DANIANO	P1	Morozovella trinidadensis	63.5
					Globoconusa daubergensis	64.0
					Globigerina fringa	64.5
			65.0		Globigerina eugubina	
			MAAST		Abathomphalus mayaroensis	65.0

Bolin & Saunders, 1995
 Toumarkine & Luterbacher, 1985
 Bruggen et al., 1995
 Jan Madenbol et al 1998. SEPM Special Publication 80

Limites propuestos por los paleontólogos de PEMEX de las Cuencas Terciarias de Comalcalco, México, Salina del Istmo y Papalapan de acuerdo a los fósiles presentes en la Costa del Golfo de México. 18 de Marzo del 2001.

Tabla-5.2 Columna bioestratigráfica para las Cuencas Terciarias del Sureste de México, basada en las últimas ocurrencias de foraminíferos planctónicos índices. (PEP. 2001. Activo de Exploración Reforma-Comalcalco, comunicación personal).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

TECTONOSECUENCIA PALEÓGENO (68.0-20.53 m.a.)

Criterio de Identificación.- La base de esta Tectonosecuencia es la cima del Cretácico Superior, que constituye una discordancia litológica regional ya que es en este límite donde cambia el régimen de depositación de carbonatos a terrígenos, producto de los primeros altos estructurales del sur de México. En la parte del borde norte de la plataforma cretácica de Artesa-Mundo Nuevo (*Varela-Santa María, 1995*), la base de esta Tectonosecuencia se presenta como una discordancia erosional donde las rocas del Cretácico Superior están ausentes, pasando directamente a las rocas del Cretácico Medio. El Paleoceno se acuña contra el borde de la plataforma y son las rocas del Eoceno Superior (LS 33.8 m.a.) las que acaban por cubrir totalmente este rasgo estructural del Cretácico (Figura-5.4).

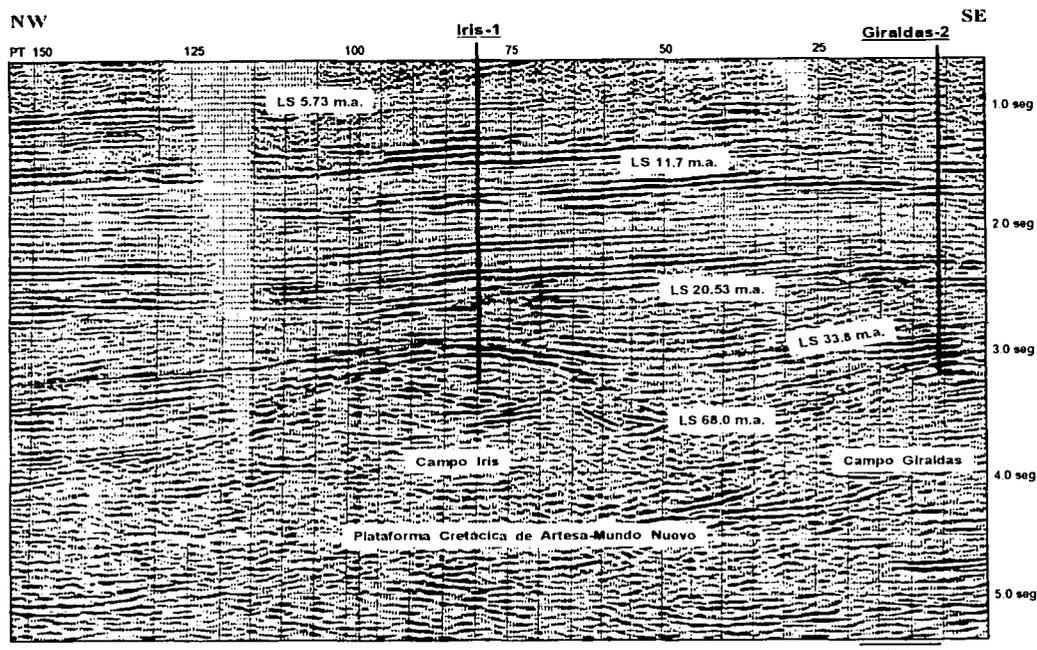


Figura-5.4 L 1/SS25 (localización en Figura-5.3) que muestra a la Tectonosecuencia Paleógeno (68.0-20.53 m.a.) traslapando a la plataforma cretácica de Artesa-Mundo Nuevo.

El límite de la base de esta Tectonosecuencia se reconoce fácilmente en los registros donde el contraste entre rocas carbonatadas y terrígenas es alto (Anexos-D y E). En la porción correspondiente a la Zona Deformada por Gravedad (Figura-5.2) la identificación de este límite es difícil ya que esta Tectonosecuencia frecuentemente se encuentra evacuada, como se verá en el Capítulo-7.

La cima de la Tectonosecuencia consiste de otra discordancia, esta de tipo erosional, afectando parte del Mioceno Inferior y en ocasiones el efecto puede llegar hasta la cima del Oligoceno, donde se observan truncaciones como evidencia de la erosión (Figura-5.5). El límite en ocasiones es difícil de detectar en las líneas sísmicas debido a que en algunas partes se presenta concordante estratigráficamente, sin embargo, se puede inferir por la diferente reflexión interna que presenta esta Tectonosecuencia en comparación con la sobreyacente (Figura-5.6).

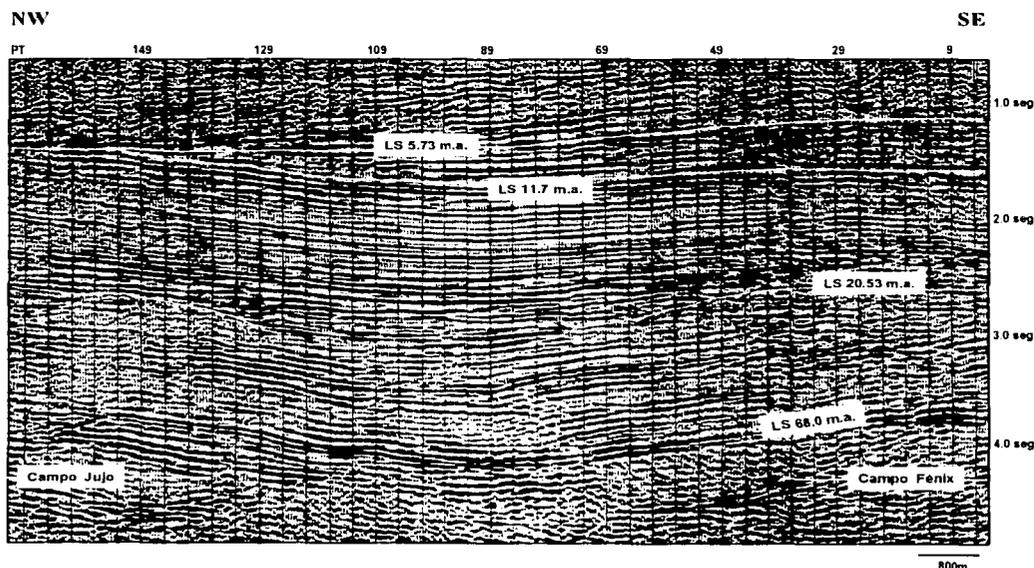


Figura-5.5. L 3/SS25 (localización en Figura-5.3) que muestra la discordancia del límite superior de la Tectonosecuencia Paleógeno (68.0-20.53 m.a.), esta discordancia se reconoce por la estratificación truncada abajo de ella. Respecto a la Tectonosecuencia Mioceno Temprano Medio, la discordancia del límite superior (LS 11.7 m.a.) está erosionada por otra más joven (LS 5.73 m.a.).

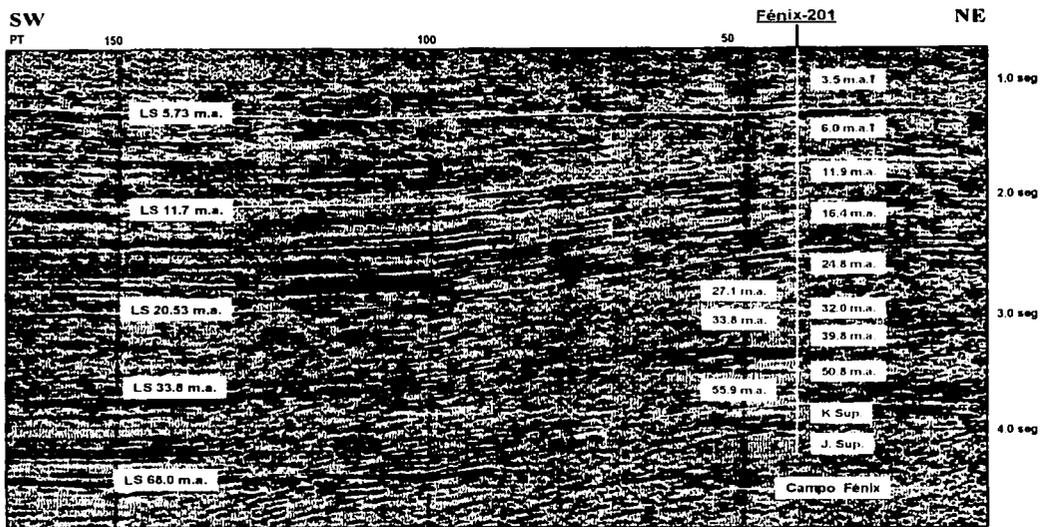


Figura-5.6. L 20/SS28 (localización en Figura-5.3) que muestra el límite superior de la Tectonosecuencia Paleógeno (68.0-20.53 m.a.) en concordancia estratigráfica, lo que dificulta su reconocimiento; sin embargo, se puede inferir por las diferencias de reflexión interna con la Tectonosecuencia sobrejaciente Mioceno Temprano-Medio (20.53-11.7 m.a.). Note además, las truncaciones erosionales en el límite superior de la Tectonosecuencia Mioceno Tardío (11.7-5.73 m.a.).

Edad.- La edad del límite inferior se determinó con la última ocurrencia de los foraminíferos planctónicos índices: *Globoconusa daubjergensis* (64.0 m.a.), *Morozovella trinidadensis* (63.5 m.a.), *Globigerina fringa* (64.5 m.a) y *Globigerina eugubina* (64.5 m.a.), estas dos últimas presentan dificultad en su identificación debido a que se trata de fauna muy pequeña (Marín-Sosa, 2000, comunicación personal), y también con la extinción de *Globorotalia contusa* (67.5 m.a.) (PEP-BP, 1994). A este límite se le asignó una edad de 68.0 m.a. con base en los límites de secuencias de la tabla de Haq, et al. (1987).

Configuración Interna y Terminaciones.- La reflexión interna de esta Tectonosecuencia es muy característica y es fácilmente distinguible de la Tectonosecuencia Mioceno Temprano-Medio, que la sobryace. En general, esta

Tectonosecuencia se caracteriza por reflexiones libres (free) a paralelas y subparalelas, de baja amplitud y poca continuidad, donde la ausencia de continuidad en las reflexiones es la característica dominante, con excepción de unas cuantas reflexiones subparalelas y continuas cerca del LS 33.8 m.a., principalmente al norte de la plataforma de Artesa-Mundo Nuevo donde tiene su máximo espesor (Figura-5.7).

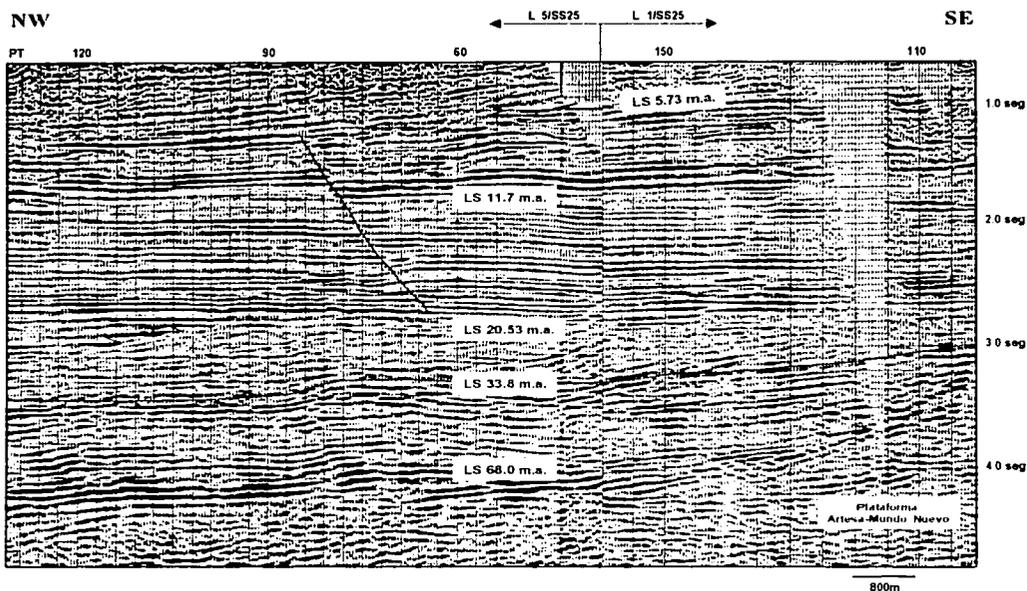


Figura-5.7. L 5/SS25-1/SS25 (localización en Figura-5.3) que muestra la variación de espesor de la Tectonosecuencia Paleógeno (68.0-20.53 m.a.), en la parte SE su espesor se hace más delgado debido al alto estructural de la plataforma cretácica de Artesa-Mundo Nuevo. Nótese además la terminación en truncación erosional sutil en el límite superior de la Tectonosecuencia Mioceno Tardío (11.7-5.73 m.a.).

Las terminaciones sobre el límite inferior (LS 68.0 m.a.) consisten de onlap, principalmente en el borde de la plataforma cretácica de Artesa-Mundo Nuevo y en bajos estructurales dentro de la misma plataforma (Figura-5.4). En porciones alejadas de la influencia de la misma plataforma como alto estructural, las terminaciones son concordantes (Figura-5.7).

En el límite superior (LS 20.53 m.a.) las terminaciones son de tipo truncación erosional y se observan en líneas sísmicas con rumbo NW-SE (L 7, 5 y 3/SS25, Figura-5.3), principalmente en los flancos de los anticlinales como en el área comprendida entre los campos Jujo-Tecominoacán y Fénix (Figura-5.5), y en el área del campo Iris (Línea Regional-1). Sin embargo en las partes menos plegadas y en los sinclinales se observa concordante, así como también en las líneas sísmicas orientadas NE-SW, ejemplos son las líneas 76/SS3 (Figura-5.8) y 28/SS15 (Línea Regional-3), entre otras.

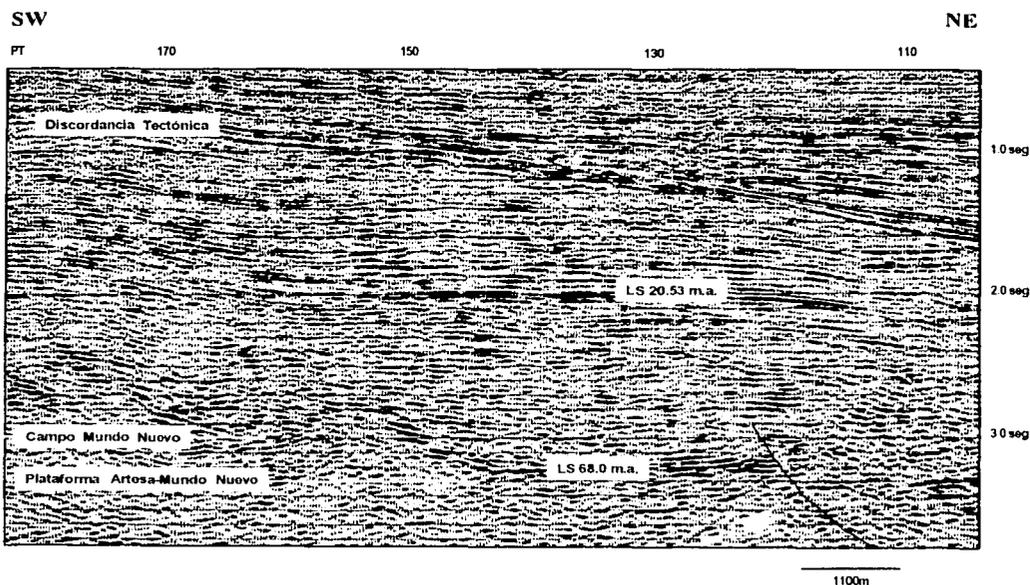


Figura-5.8. L 76/SS3 (localización en Figura-5.3) mostrando el límite superior (20.53 m.a.) de la Tectonosecuencia Paleógeno, en forma concordante con la Tectonosecuencia sobreyacente Mioceno Temprano-Medio (20.53-11.7 m.a.).

Distribución y Espesor.- Se le encuentra principalmente en la porción occidental del área de estudio, donde se observan sus límites superior e inferior con toda claridad ya que esta área se comportó tectónicamente estable, además también se le

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

encuentra en la parte sur del área, en las estribaciones de la Sierra de Chiapas. La porción donde se observa mejor es en el área del campo Jujo-Tecominoacán y sus alrededores (Figura-5.2). En la parte central del área de estudio se encuentra disminuida en su espesor por efecto de una discordancia (discordancia tectónica como se verá en el Capítulo-7) que pone en contacto a esta Tectonosecuencia con la Tectonosecuencia Plio-Pleistoceno (Línea Regional-3). La disminución de espesor es tal, que en algunas partes desaparece totalmente, como en el campo Platanal (Figura-5.9), donde la Tectonosecuencia Plio-Pleistoceno descansa directamente sobre el Cretácico Superior. Así mismo, en la porción oriental del área esta Tectonosecuencia no se distingue claramente.

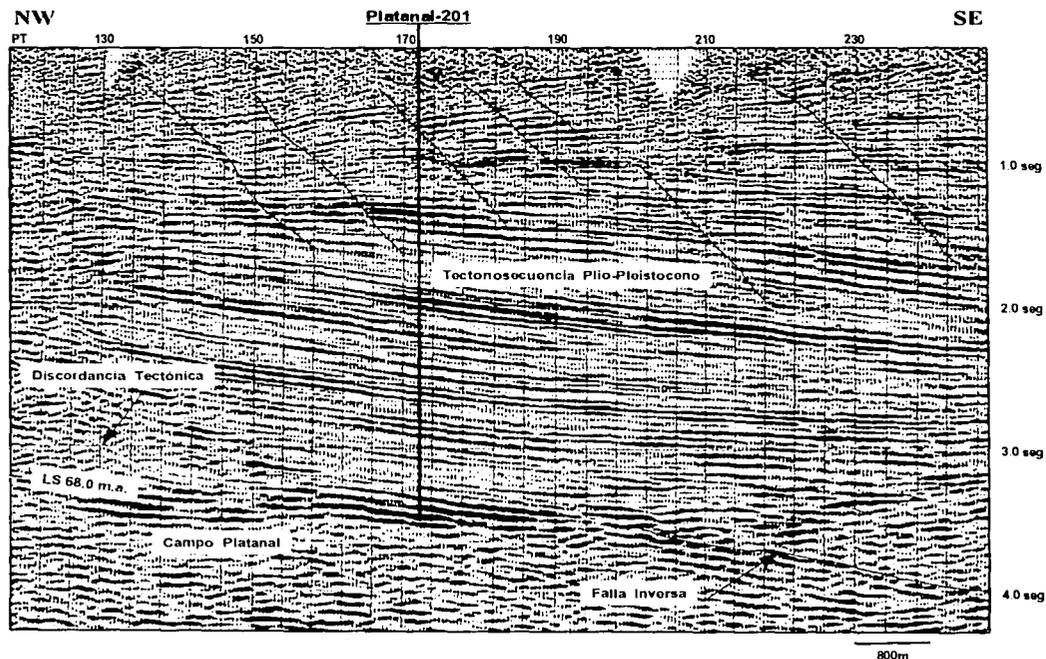


Figura-5.9. L 53/SS15 (localización en Figura-5.3) mostrando el adelgazamiento de la Tectonosecuencia Paleógeno (68.0-20.53 m.a.) debido a la discordancia tectónica. Esta discordancia pone en contacto a la Tectonosecuencia Plio-Pleistoceno (5.73-0.0 m.a.) sobre la Tectonosecuencia Paleógeno (68.0-20.53 m.a.) en el lado NW de la línea sísmica, y sobre el Cretácico (LS 68.0 m.a.) en la parte central y SE. La falla inversa en la parte inferior izquierda es vista a rumbo.

El mayor espesor fue medido en la Zona Estable (Figura-5.2), en los alrededores de los campos Jujo-Tecominoacán, Cárdenas y Fénix donde presenta 1900 m de espesor mismo que disminuye hacia el sur a 700 m en el campo Iris (Figura-5.4) y a 550 m en el campo Sunuapa; estos dos últimos campos se localizan sobre la plataforma cretácica de Artesa-Mundo Nuevo, elemento estructural positivo que no favoreció la depositación de gruesos espesores de esta Tectonosecuencia.

Estilo Estructural.- El estilo estructural de esta Tectonosecuencia es principalmente compresivo constituyendo los pliegues y cabalgamientos de la continuación en subsuelo del cinturón plegado de la Sierra de Chiapas. Este cinturón plegado forma trends estructurales orientados NW-SE, con el esfuerzo compresivo principal hacia el NE y es precisamente en las líneas sísmicas que tienen este mismo rumbo donde se pueden observar con claridad las estructuras compresivas. Las líneas sísmicas perpendiculares a las anteriores no muestran la dirección del esfuerzo ya que van a rumbo de las estructuras. Las fallas inversas que afectan a esta Tectonosecuencia no continúan hasta la Tectonosecuencia sobreyacente, observándose que los planos de falla terminan abajo del LS 20.53 m.a.

En la Zona Deformada por Gravedad el estilo estructural es imperceptible debido a la escasa presencia de esta Tectonosecuencia. Por otro lado, en algunos campos como Tecominoacán, el Dorado y Cactus, esta Tectonosecuencia se encuentra afectada por cuerpos de sal mismos que la han deformado e intrusionado, formando diferentes estructuras asociadas, como se tratará en el Capítulo-6 de Masas de Sal y Masas de Lutita.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

TECTONOSECUENCIA MIOCENO TEMPRANO-MEDIO (20.53-11.7 m.a.)

Criterio de Identificación.- La base de esta Tectonosecuencia es la discordancia erosional del límite superior de la Tectonosecuencia Paleógeno, la cual erosiona parte del Mioceno Inferior y su efecto puede llegar, en algunas partes, hasta la cima del Oligoceno. Se identifica porque las rocas de la base de esta Tectonosecuencia presentan onlaps y están rellenando las depresiones formadas en aquellos lugares donde la erosión actuó con mayor intensidad (Figura-5.5). En los registros de pozos (anexos D y E) esta discordancia no es muy clara debido a que no está asociada a potentes cuerpos de arenas. El límite superior está constituido por otra discordancia, la cual se presenta principalmente como un cambio en el patrón de sedimentación y en partes como de tipo erosional. En la porción norte de la Zona Estable esta discordancia ha sido erosionada por otras más jóvenes (Figura-5.5 y Línea Regional-1). En la Zona Deformada por Gravedad (Figura-5.2) su identificación es difícil ya que al igual que la Tectonosecuencia Paleógeno, se le encuentra escasamente.

Edad.- La edad del límite de la base de esta Tectonosecuencia se determinó con la última ocurrencia de los especímenes de fauna planctónica índice *Globigerina ciperoensis* (25.0 m.a.), *Globigerina tripartita* (24.8 m.a.), *Globigerina selli* (24.8 m.a.) y *Catapsydrax dissimilis* (17.3 m.a.). A este límite se le asignó una edad de 20.53 m.a., de acuerdo con los límites de secuencia de la tabla de *Handerbol, et al. (1998)*.

Configuración Interna y Terminaciones.- En el área de la Zona Estable (Figura-5.2), la configuración interna está constituida por reflectores de alta amplitud en forma de reflexiones paralelas a subparalelas y siempre con muy buena continuidad. En la base se presentan configuraciones internas tipo hummocky, principalmente en las áreas donde la Tectonosecuencia Paleógeno está más erosionada formando depresiones, las cuales fueron rellenadas por los primeros sedimentos de la Tectonosecuencia Mioceno Temprano-Medio (Figura-5.5). Las terminaciones sobre el

límite inferior (LS 20.53 m.a.) son de manera no muy frecuente de tipo onlap donde la Tectonosecuencia Paleógeno está erosionada (Figura-5.5), y más frecuentemente de tipo concordante en aquellas zonas donde la compresión no afectó mucho y donde la erosión no fue muy fuerte. Las terminaciones abajo del límite superior son concordantes en los sinclinales y partes poco deformadas (Figura-5.7), así como en las partes deformadas pero con rumbo NE-SW, como se observa en las líneas sísmicas 28/SS15 (Figura-5.10) y 20/SS28 (Figura-5.6), entre otras. Además sutilmente se pueden observar truncaciones erosionales en los flancos de algunos campos (Figura-5.11).

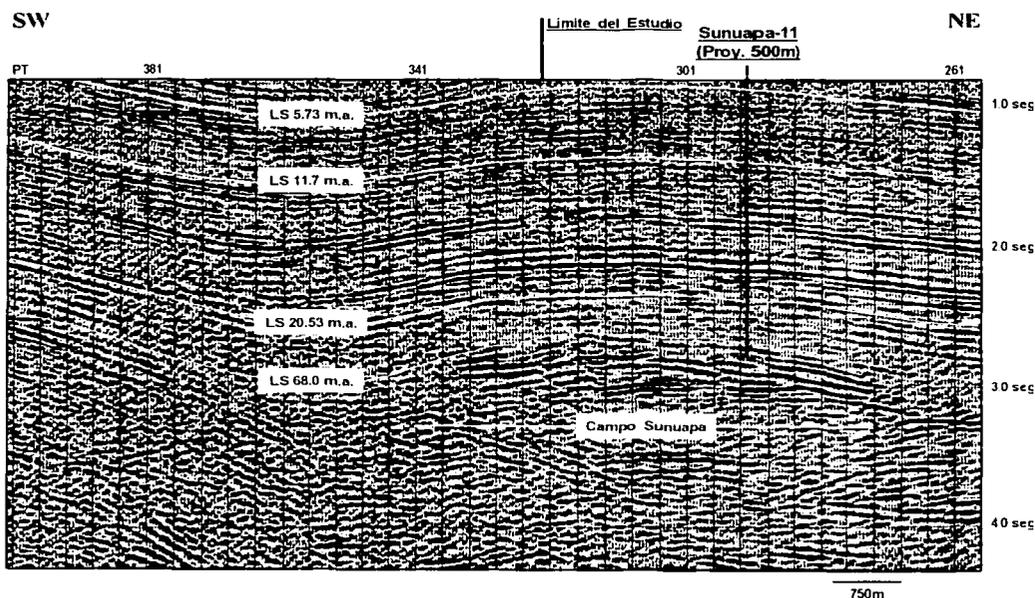


Figura-5.10. L 28/SS15 (localización en Figura-5.3) mostrando terminaciones concordantes abajo del límite superior (LS 11.7 m.a.) de la Tectonosecuencia Mioceno Temprano-Medio.

Distribución y Espesor.- Se le encuentra principalmente en las porciones occidental y sur del área de estudio, ambas localizadas dentro de la Zona Estable. Sus características sísmicas se observan mejor en el área comprendida entre los campos Giraldas, Jujo-Tecominoacán y Paredón (Figura-5.3). En la porción central esta Tectonosecuencia se observa truncada contra la discordancia tectónica (Figura-5.12)

y en la porción oriental (Zona Deformada por Gravedad) se presenta de manera escasa dentro de los domos y diapiros de lutitas (NE de la Línea Regional-3).

El mayor espesor que presenta esta Tectonosecuencia es de 2000 m y fue medido en la parte sur del campo Jujo (Figura-5.11) y en el SW del campo Fénix (Figura-5.13) dentro de la Zona Estable, sin embargo este espesor disminuye a 1800 m en el campo Sunuapa, localizado en la porción suroeste del área de estudio (Figura-5.10) donde se encuentra la plataforma cretácica de Artesa-Mundo Nuevo.

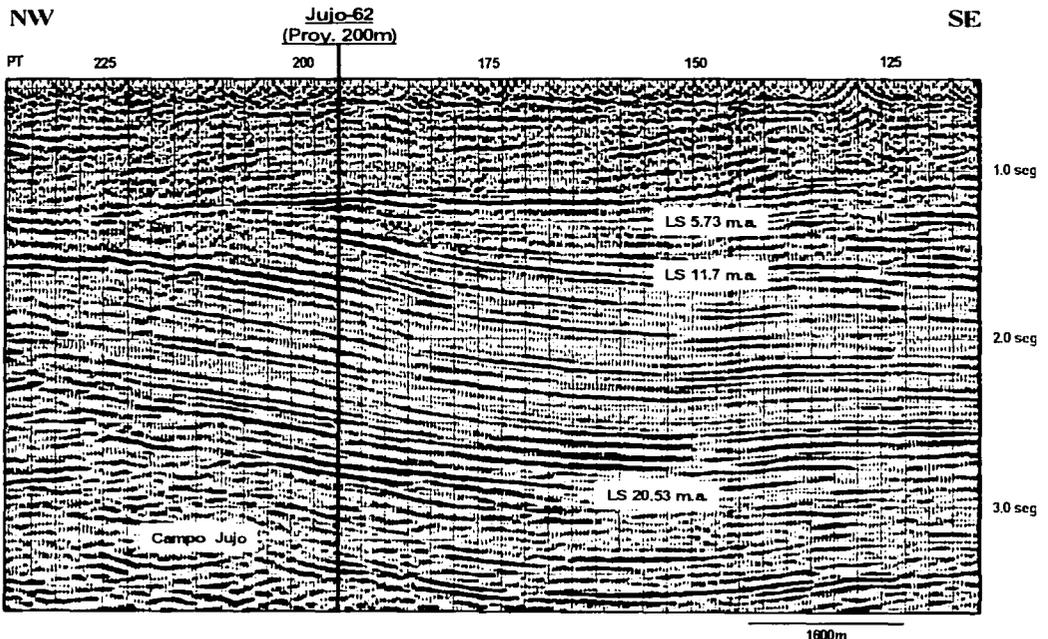


Figura-5.11. L 5/SS25 (localización en Figura-5.3) mostrando truncaciones erosionales sutiles abajo del limite superior (LS 11.7 m.a.) de la Tectonosecuencia Mioceno Temprano-Medio y onlaps sobre este limite por la Tectonosecuencia Mioceno Tardío (11.7-5.73 m.a.).

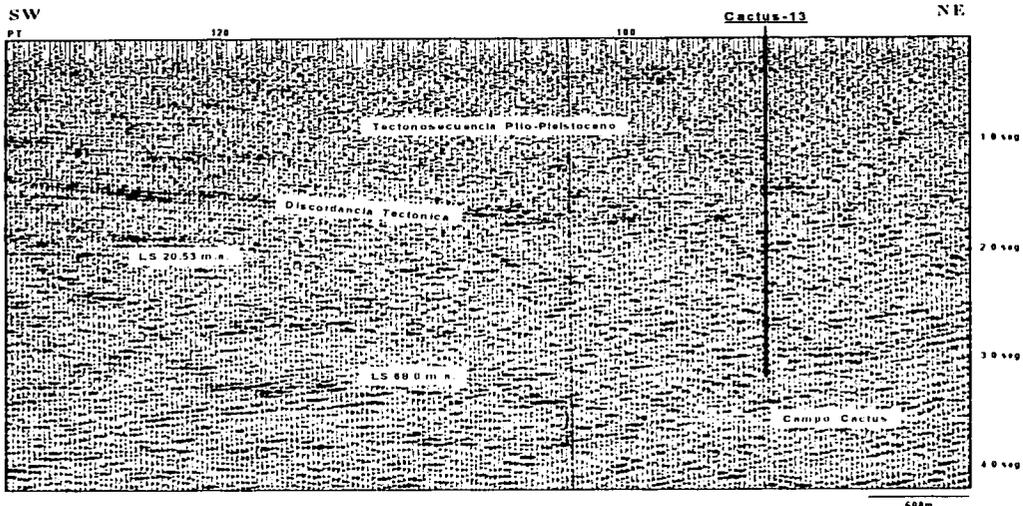


Figura-5.12. L-2/SS15 (localización en la Figura-5.3) mostrando como se trunca la Tectono secuencia Mioceno Temprano-Medio (20.53-11.7 m.a.) contra la discordancia tectónica. Esta discordancia pone en contacto a la mencionada Tectono secuencia (infrayacente) con la Tectono secuencia Plio-Pleistoceno (sobreyacente).

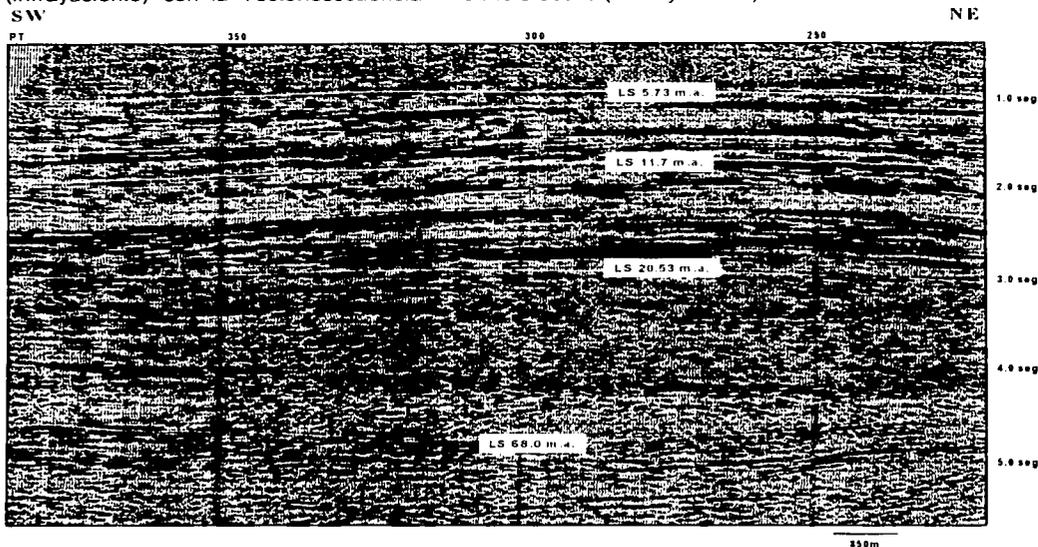


Figura-5.13. L-20/SS28 (localización en Figura-5.3) mostrando los espesores de las Tectono secuencias Paleógeno (68.0-20.53 m.a.) y Mioceno Temprano-Medio (20.53-11.7 m.a.), mismas que aquí constituyen un anticlinal amplio, casi simétrico.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Estilo Estructural.- Su estilo estructural es similar al que presenta la Tectonosecuencia Paleógeno, ya que el esfuerzo compresivo mayor del Mioceno Medio-Tardío afectó a las dos Tectonosecuencias, formando anticlinales amplios, casi simétricos (Figura-5.10), algunos con grandes fallas inversas, con predominancia del esfuerzo compresivo hacia el NE (Línea Regional-3). Adicionalmente, esta Tectonosecuencia presenta en el área del campo Tecominoacán un evento extensional local producto del empuje de un cuerpo salino el cual ha originado sistemas de rollover, al parecer concéntricamente a la sal, así como fallas de colapso en la culminación de la estructura (Figura-5.14).

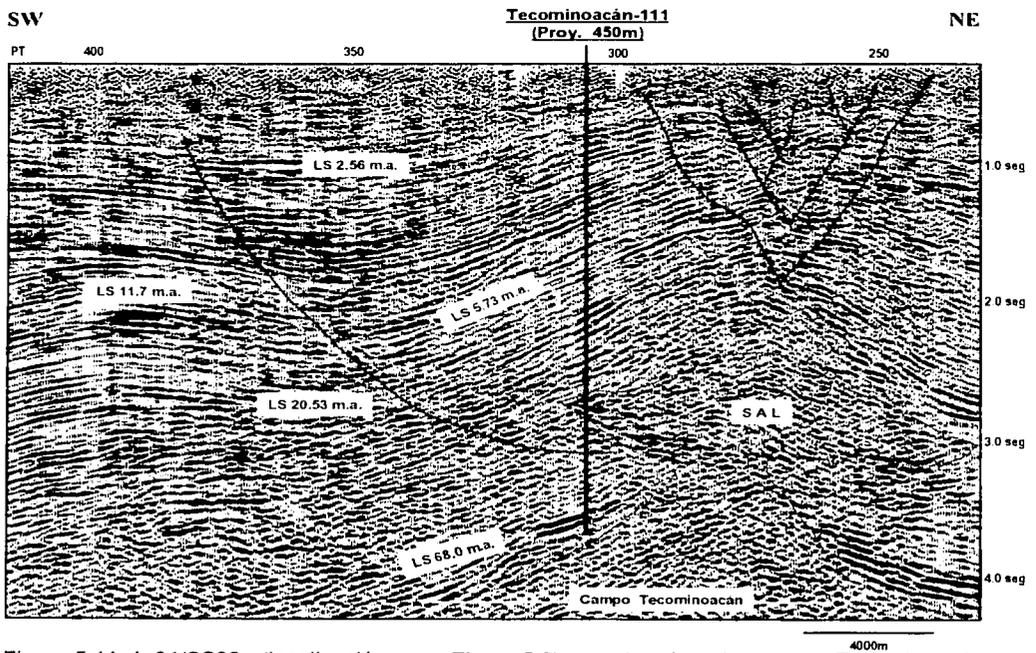


Figura-5.14. L-34/SS30 (localización en Figura-5.3) mostrando al campo Tecominoacán constituido por las Tectonosecuencias Paleógeno (68.0-20.53 m.a.), Mioceno Temprano-Medio (20.53-11.7 m.a., este último límite erosionado por el LS 5.73 m.a.), Mioceno Tardío (11.7-5.73 m.a.) y Plio-Pleistoceno (5.73-0.0 m.a.), afectadas por un cuerpo salino, rollover y fallas de colapso.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

TECTONOSECUENCIA MIOCENO TARDÍO (11.7-5.73 m.a.)

Criterio de Identificación.- En la Zona Estable (Figura-5.2) el límite inferior (LS 11.7 m.a.) es una discordancia que se presenta de dos formas: como un cambio en el patrón de sedimentación y de tipo erosional principalmente sobre los anticlinales (Figura-5.11). Este límite marca el inicio de la etapa principal de deformación compresiva del área. El límite superior (LS 5.73 m.a.) es otra discordancia que representa el fin de esta etapa compresiva y el inicio de una etapa pasiva. Esta Tectonosecuencia es fácil de identificar ya que presenta evidencias de sedimentación sintectónica (Aranda-García, 1999) (Figura-5.15), además de que su comportamiento estructural y el patrón de sedimentación son diferentes de la Tectonosecuencia infrayacente Mioceno Temprano-Medio y sobreyacente Plio-Pleistoceno, lo cual se refleja en su configuración interna y en sus terminaciones imprimiéndole un rasgo muy particular (Figura-5.16).

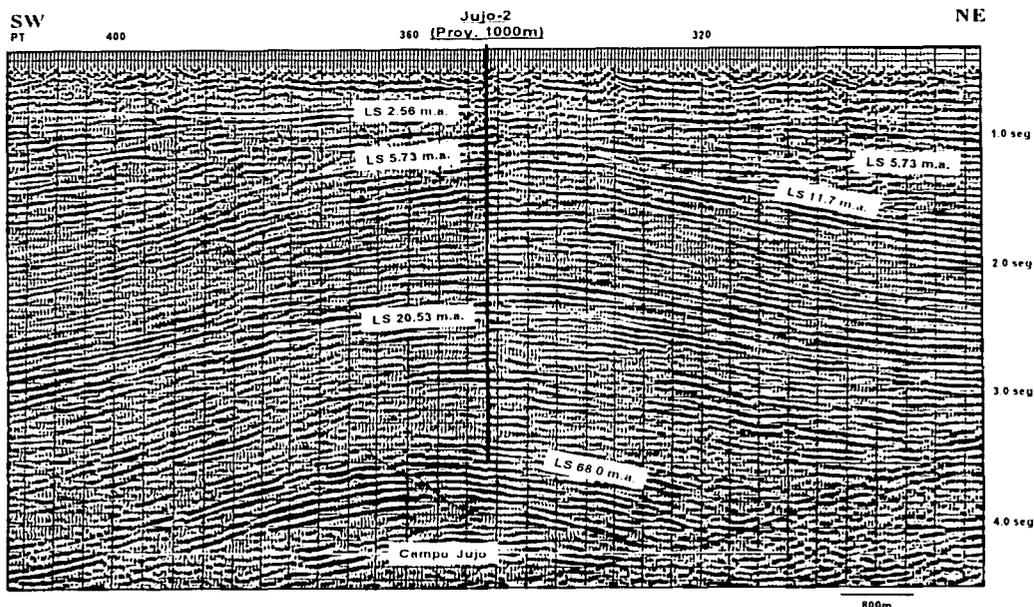


Figura-5.15. L-8/SS25 (localización en Figura-5.3) donde se observa como la Tectonosecuencia Mioceno Tardío (11.7-5.73 m.a.) fue depositada durante la formación de los plegamientos.

TESORO
FALLA DE OMCEN

En los registros geofísicos la discordancia del límite inferior está asociada a un cambio brusco en la sedimentación, cambiando de una secuencia de arenas a un paquete grueso de lutitas (Pozo Fénix-201, Anexo-E). Por otro lado, probablemente es en el límite superior (LS 5.73 m.a.)(Figura-5.11) o cerca de él (Figura-5.6) donde se terminan de rellenar los sinclinales formados durante la etapa principal de compresión.

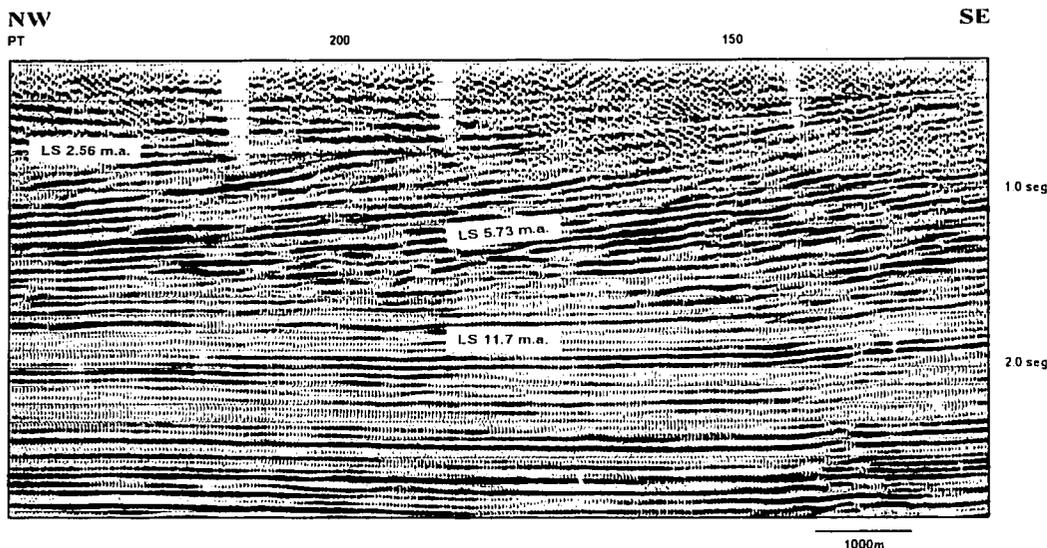


Figura-5.16. L-7/SS25 (localización en Figura-5.3). Nótese como las terminaciones y la configuración interna es bastante diferente entre las Tectonosecuencias Mioceno Temprano-Medio (20.53-11.7 m.a.), Mioceno Tardío (11.7-5.73 m.a.) y Plio-Pleistoceno (5.73-0.0 m.a.).

En la Zona Deformada por Gravedad (Figura-5.2) la Tectonosecuencia Mioceno Tardío no pudo ser identificada y solamente en algunos pozos como Tabasco-1 e Iride-140 se logró determinar bioestratigráficamente candidatos a límite de secuencia correspondientes al LS 5.73 m.a, mismo que probablemente se encuentra asociado a la cima de los domos y diapiros de lutitas observados en la parte NE del área de estudio (Línea Regional-3, porción NE).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Edad.- La edad del límite inferior fue determinada con la última ocurrencia de los foraminíferos planctónicos índices *Globorotalia fohsi peripheroacuta* (12.5 m.a.), *Globorotalia fohsi lobata* (12.1 m.a.) y *Globorotalia fohsi robusta* (11.9 m.a.) y con la primera ocurrencia de *Globorotalia juanai* (11.2 m.a.) (PEP, 1995). Con los anteriores datos y con el apoyo de la tabla de *Handerbol, et al. (1998)*, a este límite se le asignó una edad de 11.7 m.a.

Reflexión Interna y Terminaciones.- En el área de la Zona Estable las reflexiones son diferentes de las que presentan las Tectonosecuencias infra y suprayacentes, ya que la Tectonosecuencia Mioceno Tardío presenta reflectores fuertes pero discontinuos con amplitud variable a alta. La reflexión interna en el sentido de la progradación es de tipo sigmoidal (Figura-5.16) y se observa en las líneas sísmicas con rumbo NW-SE (líneas sísmicas 3, 5 y 7/SS25, Figuras-5.5, 5.7 y 5.16, respectivamente), sin embargo, en las líneas sísmicas perpendiculares a ese rumbo (L 28/SS15, Figura-5.10 y L 20/SS28, Figura-5.17) la reflexión interna se presenta paralela a subparalela. Las terminaciones sobre el límite inferior son downlap en los sinclinales (Figura-5.16) y onlap en los flancos de los anticlinales (Figura-5.11), y en el límite superior la terminación es truncación erosional sutil (Figura-5.7). Perpendicularmente a la progradación, las terminaciones sobre el límite inferior son onlap en los flancos de los anticlinales (Figura-5.15) y en las partes planas o suaves estructuralmente la terminación es concordante (Figura-5.17), mientras que en el límite superior las terminaciones son truncación erosional en los anticlinales y concordante en los sinclinales (Figura-5.6).

Distribución y Espesor.- Esta Tectonosecuencia se distribuye solamente en la Zona Estable, presentando un espesor de 950m en un sinclinal al SW del campo Fénix (PT-200 de la L 20/SS28), 450m en el pozo Fénix-201 (Figura-5.6) y 1400m en el campo Sunuapa (Línea Regional-1).

Estilo estructural.- En el área de estudio esta Tectonosecuencia presenta un estilo de deformación fuertemente compresivo. En la Zona Estable se presentan evidencias

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

de que su depósito se llevó a cabo durante la formación de los plegamientos (Aranda-García, 1999), evidencias que se observan en los flancos de los anticlinales (Figura-5.11 y 5.15). Los esfuerzos compresivos que formaron estas estructuras actuaron en la mayor parte del área de estudio (Figura-5.6 y 5.11), formando anticlinales casi simétricos con rumbo NW-SE y esfuerzo principal hacia el NE.

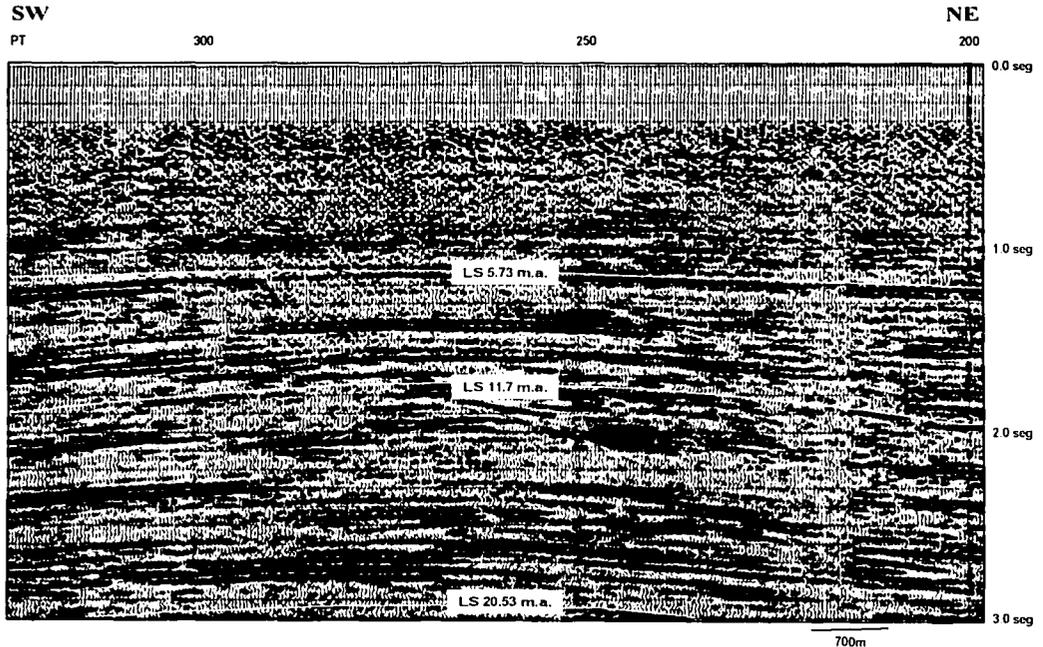


Figura-5.17. L-20/SS28 (localización en Figura-5.3) donde se observa la reflexión interna paralela y subparalela y terminaciones truncación erosional en el límite superior y concordante en el límite inferior de la Tectonosecuencia Mioceno Tardío (11.7-5.73 m.a.).

TECTONOSECUENCIA PLIO-PLEISTOCENO (5.73-0.0 m.a.)

Criterio de Identificación.- Es la menos conocida ya que la información geológica-geofísica es insuficiente debido al escaso interés económico-petrolero que se le ha dado. Se identifica porque esta Tectonosecuencia presenta un cambio en la polaridad de la sedimentación; mientras las Tectonosecuencias infrayacentes tienen espesores que se hacen más gruesos hacia el sur (Sierra de Chiapas), esta Tectonosecuencia se hace más gruesa hacia el norte (Subcuena de Comalcalco, Figura-2.1 y Línea Regional-1) y hacia el Este (Zona Deformada por Gravedad, Figura-5.2 y Línea Regional-3), además presenta características sísmicas de configuración interna y terminaciones muy diferentes a las de las Tectonosecuencias infrayacentes debido principalmente a su patrón sedimentario, al espesor y a los procesos tectónicos que han influido en ella (Línea Regional-1, 2 y 3). En la Zona Estable el límite inferior corresponde a una discordancia erosional fácilmente reconocible en sísmica (Figura-5.6) ya que tal discordancia marca el fin de un evento compresivo mayor y el comienzo de una sedimentación fuertemente progradante (Línea Regional-1), asociada a un gran aporte de sedimentos principalmente arenosos. En los registros geofísicos este límite se observa muy bien ya que marca el cambio brusco de lutitas a arenas (Anexos-D y E). En la Zona Deformada por Gravedad la identificación de esta Tectonosecuencia es fácil ya que presenta evidencias de fuerte deformación extensional lo que la hacen inconfundible, en esta zona el límite inferior está asociado a la cima de las masas de lutita (Figura-5.18) y a la discordancia tectónica (Figura-5.9). Respecto al límite superior, en toda el área de estudio corresponde al nivel estratigráfico más reciente que actualmente se encuentra en una fase de exposición subaérea. Por otro lado, dentro de esta Tectonosecuencia se identificó un límite de secuencia de tercer orden (que no corresponde a límite de Tectonosecuencia) que hacia el norte afecta a discordancias más antiguas.

Edad.- Respecto al límite de secuencia 5.73 m.a., se le asignó esta edad con base en la fauna *Globigerinoides obliquus obliquus* (3.58 m.a.) y con la última ocurrencia

de los foraminíferos *Globoquadrina altispira globosa* (6.0 m.a.) y *Globorotalia juanai* (6.0 m.a.) y de acuerdo con los límites de secuencia de la tabla de *Handerbol, et al. (1998)*. En la Zona Estable se determinó (con fauna muy escasa) la edad de un límite de secuencia de tercer orden con la fauna planctónica *Globigerinoides obliquus extremus* (2.6 m.a.) y *Globigerinoides obliquus obliquus* (3.58 m.a.) asignándosele una edad de 2.56 m.a. de acuerdo con la tabla de *Handerbol, et al. (1998)*. La escasez de fauna planctónica en las rocas asociadas a este límite se debe a que son principalmente rocas de ambiente transicional (facies fluvio-deltaicas). Respecto al límite superior de esta Tectonosecuencia en el área de estudio corresponde al nivel más reciente, o sea 0.0 m.a.

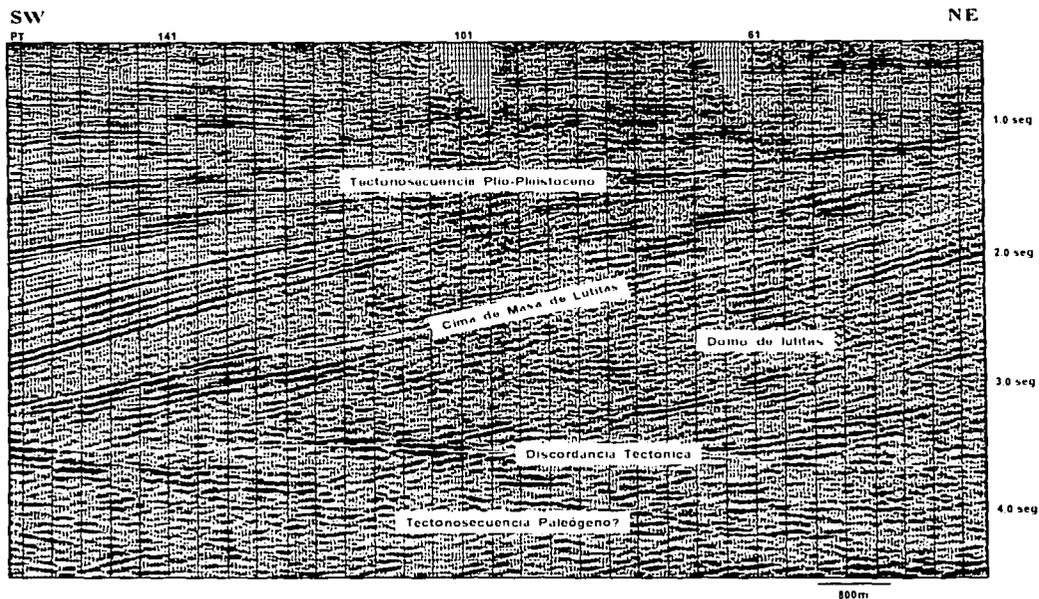


Figura-5.18. L-52/SS15 (localización en Figura-5.3) mostrando la cima de las masas de lutita, misma que está relacionada al límite de secuencia 5.73 m.a. La Tectonosecuencia Plio-Pleistoceno (5.73-0.0 m.a.) presenta configuración interna divergente en la porción cercana a las masas de lutitas.

Reflexión Interna y Terminaciones.- En la Zona Estable, las reflexiones en general presentan regular a buena continuidad, las amplitudes son de variables a altas y la reflexión interna se presenta de varios tipos, paralela a subparalela y sigmoidal

cambiando a oblicua en el sentido de la progradación. Estas variaciones se deben a que los sedimentos fueron depositados principalmente en batimetrías profunda (talud) y somera (plataforma), durante una alta frecuencia de ciclicidad y bajo la influencia de tectónica extensional y compresional de muy bajo grado. Respecto a las terminaciones sobre el límite inferior en las líneas sísmicas orientadas NW-SE (líneas 3, 5 y 7/SS25, Figuras-5.5, 5.7 y 5.16, respectivamente) se observan de tipo downlap en dirección hacia el norte, mientras que en las líneas con rumbo NE-SW se presenta terminación concordante (líneas 20/SS28 y 34/SS30, Figuras-5.6 y 5.14, respectivamente). En la Zona Deformada por Gravedad las reflexiones tienen buena continuidad, amplitud alta a variable y altas frecuencias; la reflexión interna se observa de tipo divergente (Figura-5.18) en las cercanías de las masas de lutita, paralela a subparalela y oblicua en apariencia progradando hacia el sur-suroeste (Figura-5.19), sin embargo, esta progradación es falsa, como se explicará en el Capítulo 7.

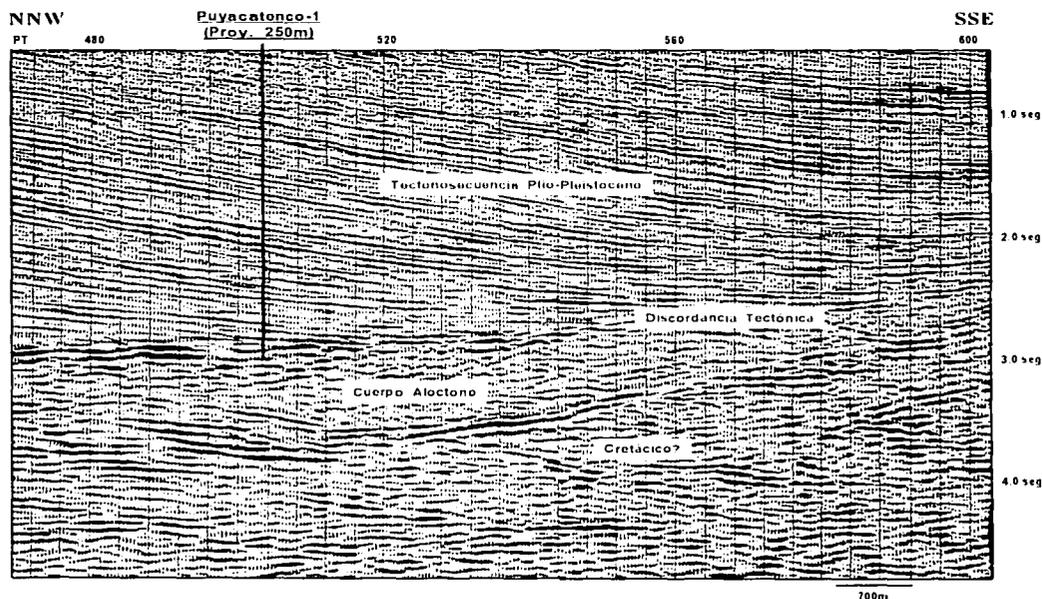


Figura-5.19. L-53/SS15 (localización Figura-5.3). Tectonosecuencia Plio-Pleistoceno (5.73-0.0 m.a.) mostrando la reflexión interna sigmoidal y terminaciones de downlap falso. El cuerpo alóctono está constituido por carbonatos de plataforma.

Las terminaciones sobre el límite inferior se observan de forma downlap cuando la discordancia es plana (Figura-5.19) y cuando la discordancia tiene pendiente la terminación es onlap (Figura-5.20), siendo ambas terminaciones aparentes como se verá adelante en el Capítulo-7; todas estas terminaciones se observan en las líneas sísmicas orientadas NW-SE, como la 53/SS15 (Figura-5.19), así como también en las líneas sísmicas orientadas NE-SW, como la 62/SS15 (Figura-5.20), 64/SS3 (Figura-5.21) y la 26/SS15 (Figura-5.22).

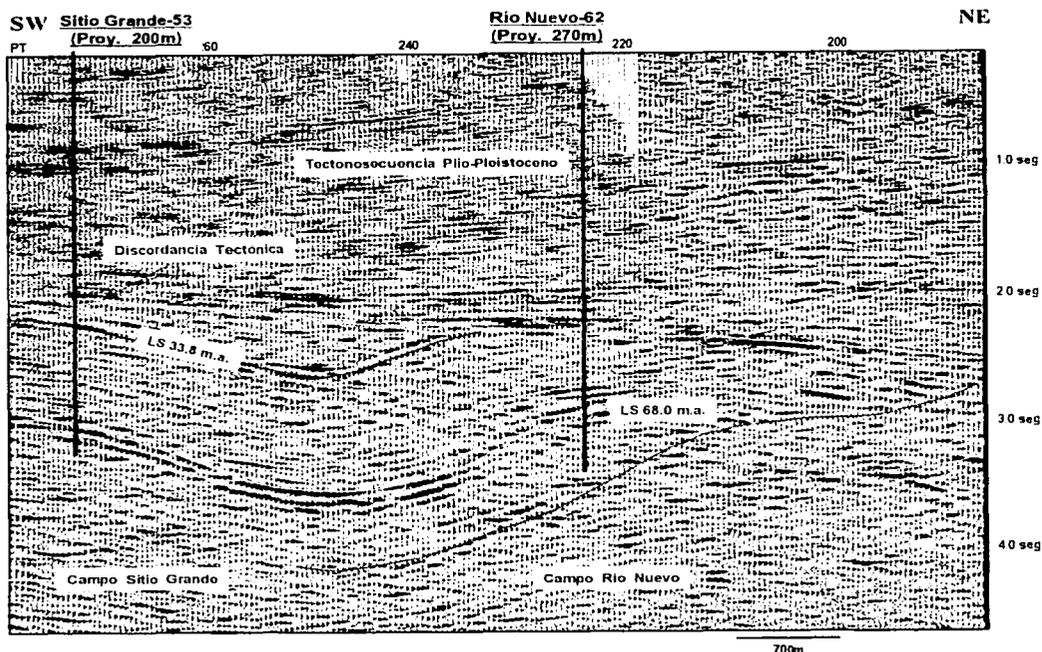


Figura-5.20. L-62/SS15 (localización en Figura-5.3) donde se observa a la Tectonosocuencia Plio-Pleistoceno (5.73-0.0 m.a.), con terminación de onlap falso hacia el SW sobre la discordancia tectónica.

Distribución y Espesor.- Esta Tectonosocuencia se distribuye en toda el área de estudio pero con grandes variaciones en su espesor. En general el espesor de esta Tectonosocuencia es mucho menor en la Zona Estable que en la Zona Deformada por Gravedad, aunque en esta última zona los espesores también varían

significativamente, se adelgaza hacia la culminación de los domos de lutitas (Sección Regional-3) y también se adelgaza al acercarse a sus límites sur y suroeste (Figura-5.2), y por el contrario, se engruesa en la porción central de esta Zona Deformada por Gravedad.

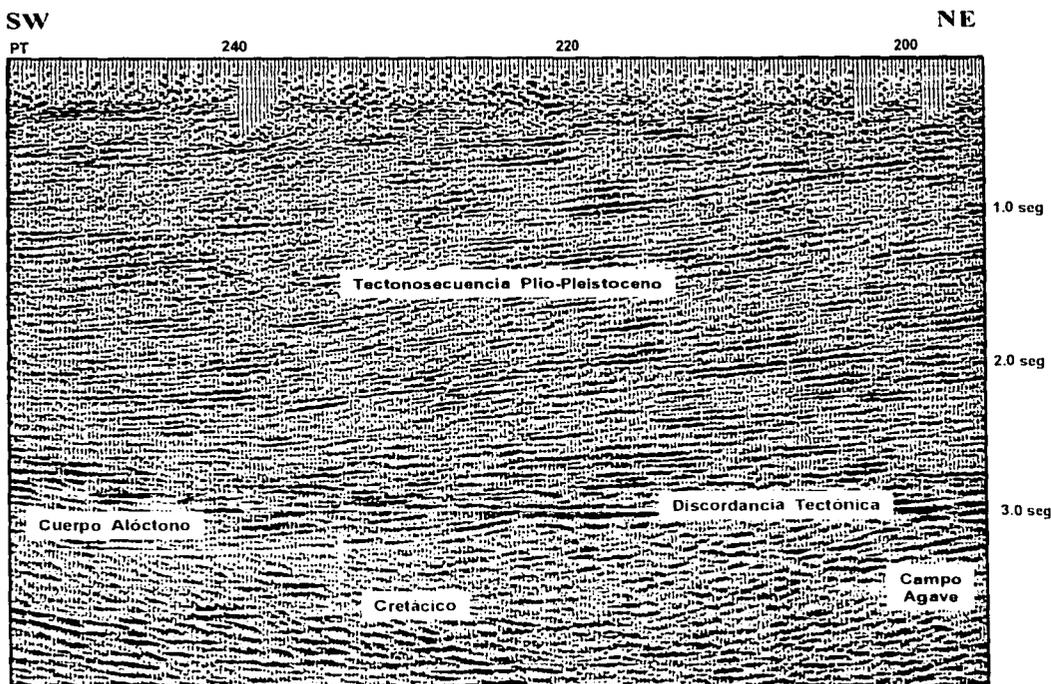


Figura-5.21. L-64/SS3 (localización en Figura-5.3). Tectonosecuencia Plio-Pleistoceno (5.73-0.0 m.a.) que corresponde a la secuencia entre la discordancia tectónica y el nivel del terreno. Presenta downlap falso en la base en aparente progradación hacia el suroeste. Nótese además el gran espesor de esta Tectonosecuencia.

Así, los espesores en la Zona Estable (Figura-5.2) son del orden de 1400m en el pozo Jujo-62, 1930m en el pozo Cárdenas-101A y 1550m en el pozo Fénix-201, mientras que en la Zona Deformada por Gravedad, como ya se dijo, el espesor varía significativamente, desde 2450m en el pozo Tabasco-1 que se localiza muy

cerca de la culminación de una masa de lutita y 2550m en el pozo Arce-101 cerca del borde sur de esta zona, hasta los potentes espesores localizados en la porción central de esta zona como 3070m en el pozo Teapa-1, 3770m en el pozo Puyacatengo-1 (Figura-5.19), 4680 en el pozo Mazateupa-101A (Línea Regional-3, parte central), 4165m en el pozo Pueblo Nuevo-2 (Línea Regional-2, parte NE) y 5560m en el pozo Chanchamito-1A (Figura-5.3).

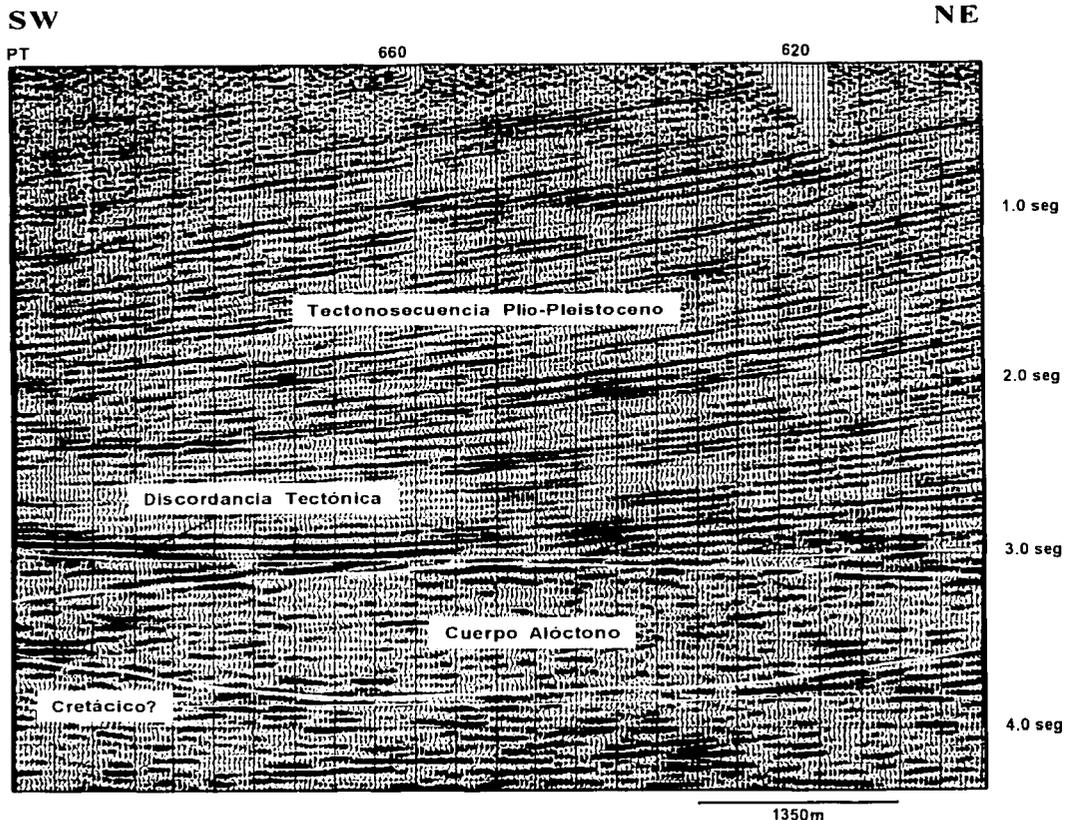


Figura-5.22. L-26/SS15 (localización en Figura-5.3). Tectonosecuencia Plio-Pleistoceno (5.73-0.0 m.a.) entre la discordancia tectónica y el nivel del terreno, obsérvese su estructura interna oblicua y terminación downlap falso sobre el límite inferior.

Estilo estructural. Esta Tectonosecuencia ha estado regida principalmente por esfuerzos distensivos en toda el área de estudio, sin embargo, en la Zona Deformada por Gravedad se observa que la tectónica gravitacional ha actuado mucho más fuerte y le ha impreso un estilo extensional bastante diferente en comparación con la Zona Estable. El estilo es similar al de una pared colgante de un rollover formando minicuevas con migración de depocentros hacia el NE (parte central de la Línea Regional-3), además, en la porción sur del complejo Bermúdez se presentan una serie de estructuras compresivas someras de tipo anticlinal muy recientes (Figura-5.23), una de ellas constituyendo al campo Carrizo (parte central de la Línea Regional-2).

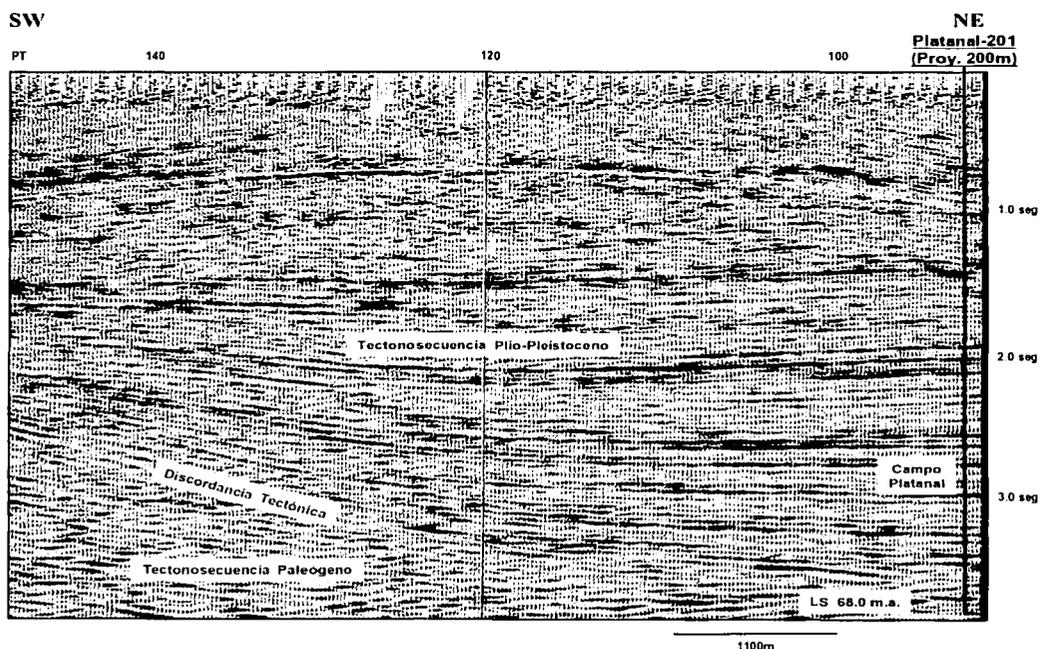


Figura-5.23. L-34/SS3 (localización en Figura-5.3) mostrando a la Tectonosecuencia Plio-Pleistoceno (5.73-0.0 m.a.) entre la discordancia tectónica y el nivel del terreno en la cual se ha formado una estructura compresional somera de tipo anticlinal (horizonte amarillo).

En la Zona Estable esta Tectonosecuencia presenta evidencias de tectonismo de bajo grado tanto compresivo (Figura-5.17) como distensivo (Figura-5.14). Su depósito fue principalmente en un marco extensional donde la tectónica gravitacional solo ha actuado aisladamente respondiendo al empuje de la sal, como en el campo Tecominoacán (Figura-5.14), por lo que su estilo estructural es de baja deformación compresiva y gravitacional. El estilo estructural cambia hacia la Subcuenca de Comalcalco (Figura-2.1), donde se ha formado una cuenca de evacuación de sal con sus respectivas soldaduras.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

6.- MASAS DE SAL Y MASAS DE LUTITA

El objetivo de este capítulo es describir las masas de lutita y sal del área de estudio, así como determinar la posibilidad de que las lutitas sean susceptibles de desplazamiento o evacuación, tal y como pasa con la sal. Para lograr este objetivo se investigó acerca de sus propiedades, mecanismos de deformación y estructuras asociadas, temas que son discutidos al final del capítulo.

6.1.-PROPIEDADES DE LA SAL

Muchos investigadores han realizado trabajos respecto a las propiedades de la sal y la mayoría coinciden en que una de sus propiedades físicas más importantes es la densidad de compactación, pues como ningún otro tipo de roca la sal conserva una densidad relativamente constante a cualquier profundidad. Esta propiedad es un buen punto de partida para entender porque la sal en lugar de compactarse ante la carga sedimentaria fluye hacia zonas de menor presión o flota por la diferencia de densidades.

- La sal pura es un compuesto mineral de Halita (Cloruro de Sodio) y presenta una estructura cristalina simétrica por los iones de los elementos Cloro y Sodio. Los cristales de Halita son incoloros y transparentes, deformados o redondeados por disolución, y es fuertemente diatérmica (*Basurto-Borbolla, 1992*).
- La Halita tiene una dureza de 2.5 y una densidad relativamente constante entre 2.20 gr/cm^3 en niveles someros y 2.17 gr/cm^3 a 5500m de profundidad, (*Yorston, 1989; en: Basurto-Borbolla, 1992*) (Figura-6.1). Su viscosidad es de 10^{16} poises a 1000m de profundidad. Generalmente la sal tiene impurezas y las más comunes son la anhidrita (Sulfato de Calcio, CaSO_4), bandas de lutita y carbonatos. *Odé (1968; en: Basurto-Borbolla, 1992)*, menciona que cuando la sal contiene un

alto porcentaje de impurezas e inclusiones se debe considerar su densidad con un valor mayor de 2.2 gr/cm^3 .

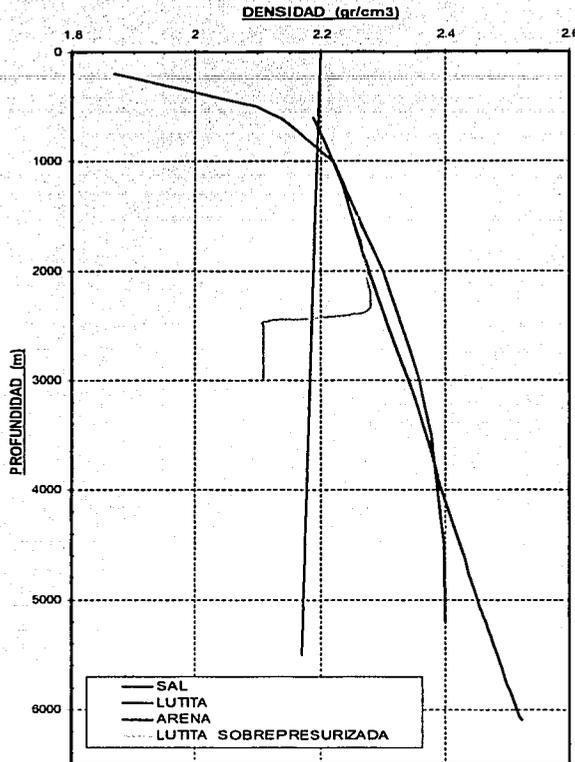


Figura-6.1. Gráfica mostrando como la densidad de la sal se mantiene relativamente constante con la profundidad, mientras que las arenas y lutitas (no sobrepresurizadas) se compactan y aumentan su densidad. La curva de la lutita sobrepresurizada fue medida en un pozo del norte del Golfo de México que cortó el nivel de presión anormal a 2400m. La profundidad de este nivel es variable pero siempre conservando la disminución de densidad abajo del nivel (modificado de Jackson y Talbot, 1986; en: Basurto-Borbolla, 1992).

- Yorston (1989; en: Basurto-Borbolla, 1992), reportó que la conductividad térmica de la sal es de $15.8 \times 10^{-3} \text{ Cal/cm.seg. } ^\circ\text{C}$ y la de los sedimentos comunes es de $1.4 \times 10^{-3} \text{ Cal/cm.seg. } ^\circ\text{C}$, esto indica que la alta conducción térmica de la sal convierte a las masas salinas en potentes radiadores de calor.

Además, la conductividad eléctrica de la sal es muy baja y su solubilidad muy alta de alrededor de 40 gr/100 ml a 100°C y una atmósfera de presión. *Jenyon (1986)*, señala que los valores de permeabilidad y porosidad son muy bajos o nulos.

- La velocidad sísmica a través de la sal es consistente aún con la profundidad. Con base en valores medidos en los registros sísmicos de pozos, el tiempo de tránsito es de alrededor de 68 μ seg/ft equivalente a una velocidad de intervalo de 4 500 m/seg (14 625 ft/seg), sin embargo, si la masa de sal contiene impurezas como anhídrita, es común que la velocidad sísmica se incremente a 4 800 m/seg (15 600 ft/seg) y aún mayores. Así, la presencia de anhídrita y carbonatos intercalados dentro de una masa de sal puede tener un apreciable efecto en la velocidad sísmica, pero, si la anhídrita y otras impurezas están mezcladas con la sal (no intercaladas como cuerpos) parece que no tienen un efecto sensible en la consistencia de la densidad y velocidad (*Jenyon, 1986*).
- Otra propiedad de la sal es su fluidez. La habilidad de la sal para deslizarse lentamente se conoce comúnmente como flujo salino. *Gussow (1968; en: Basurto-Borbolla, 1992)*, reportó que la Halita comienza a ser plástica a temperaturas cercanas a los 200°C, totalmente plástica a los 350°C y se funde a los 800°C.

Jackson y Talbot (1986; en: Basurto-Borbolla, 1992), determinaron que de 600 a 1000 m de profundidad la densidad de la carga litostática (lutitas terciarias y arenas saturadas con salmuera) es igual a la de la sal (2.20 gr/cm³) y por lo tanto se mantienen estables ambas capas. Si el espesor de carga litostática rebasa los 1000 m, se invierten las densidades y entonces el sistema pasa a ser inestable gravitacionalmente. En esa situación la sal comenzará a fluir lateralmente en forma plástica hacia las áreas de menor esfuerzo de carga por la presión que ejerce la carga litostática sobre la sal, y también verticalmente por la diferencia de densidades.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

6.2.-MECANISMOS DE DEFORMACIÓN

Se han postulado algunas hipótesis que proponen los mecanismos de como la sal ha fluido desde estratos profundos hacia la superficie o lateralmente hacia rocas mas jóvenes que ella. La mayoría de las hipótesis se basan en la diferencia de densidades entre la sal y los sedimentos sobreyacientes. *Trusheim (1957; en: Basurto-Borbolla, 1992)* propuso que la *Halokinesis* (del griego *Hals* = Sal y *Kinein* = mover), es la formación de las estructuras salinas con sus respectivas implicaciones estructurales y estratigráficas como resultado del movimiento autónomo de la sal bajo la sola influencia de la gravedad, así mismo también propuso que la *Halotectónica* (sinónimo de Tectónica Salina) es el movimiento de la sal cuando se efectúa mediante compresión lateral, sin embargo, este autor no consideró las fuerzas distensivas, las cuales están íntimamente relacionadas a muchas masas de sal en el Golfo de México. *Jackson y Talbot (1986; en: Basurto-Borbolla, 1992)* incluyeron estas fuerzas en el flujo de la sal proponiendo seis mecanismos básicos para el flujo y formación de masas salinas alóctonas; de ellos cuatro son por mecanismos de halokinesis: flotación, carga diferencial, expansión por gravedad y convección termal; y dos por mecanismos de halotectónica: compresión y extensión.

Para *Basurto-Borbolla (1992)* la mayoría de las masas salinas del sureste de México y sur del Golfo de México se formaron debido a mecanismos de halokinesis por flotación, carga diferencial y expansión por gravedad, y sólo algunas masas por halotectónica extensional y compresional.

En el área de este trabajo las masas de sal estudiadas se encuentran en campos petroleros constituidos por estructuras compresivas, algunas veces adoptando la misma forma que la estructura. Con base en lo anterior y de acuerdo a que las masas se encuentran emplazadas en el Paleógeno, se puede decir que probablemente durante este tiempo las masas salinas llegaron al piso oceánico debido a un proceso de halokinesis llamado expansión por gravedad, posteriormente

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

durante el Mioceno Medio-Tardío algunas masas adoptaron la forma de las estructuras compresivas (como en el campo Cactus, Figura-6.2) y después, en otra etapa probablemente durante el Plioceno Temprano, algunas masas fueron reactivadas (como en el campo Tecominoacán, Figura-6.3) debidas a otro proceso de halokinesis: carga diferencial, proceso que aún puede estar activo.

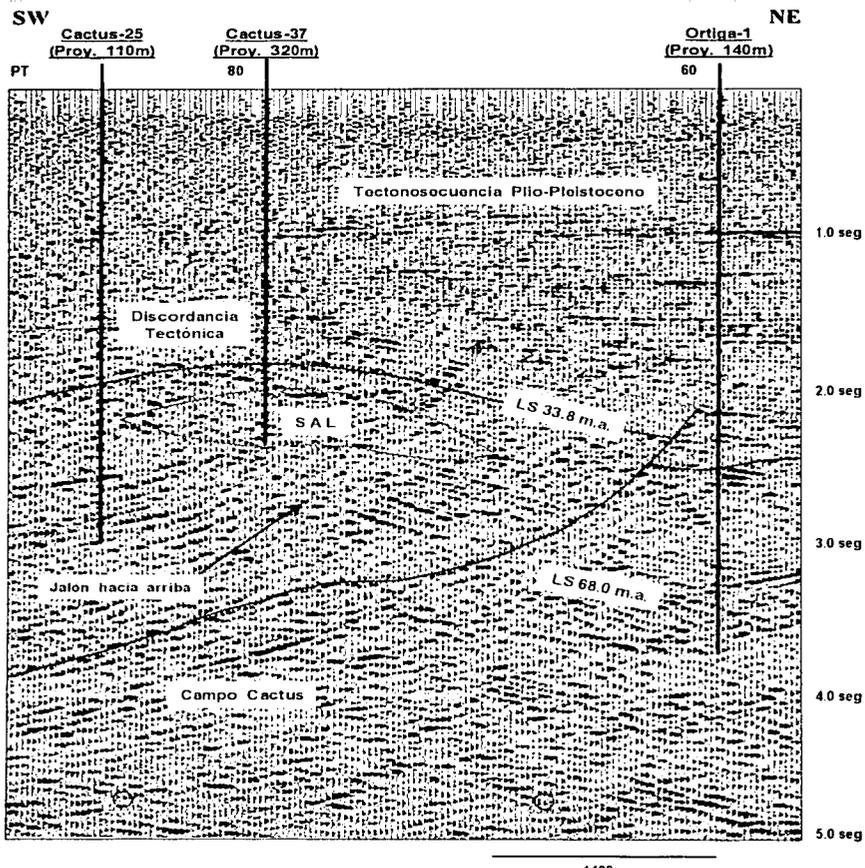


Figura-6.2. L-2/SS15. Masa salina en el núcleo del campo Cactus alojada en la Tectonosucesencia Paleógeno (entre LS 68.0 m.a. y la discordancia tectónica). Obsérvense los reflectores sísmicos bajo la masa, estos presentan un jalón hacia arriba debido a la alta velocidad de la sal en comparación con la baja velocidad de las lutitas y arenas de su cubierta.

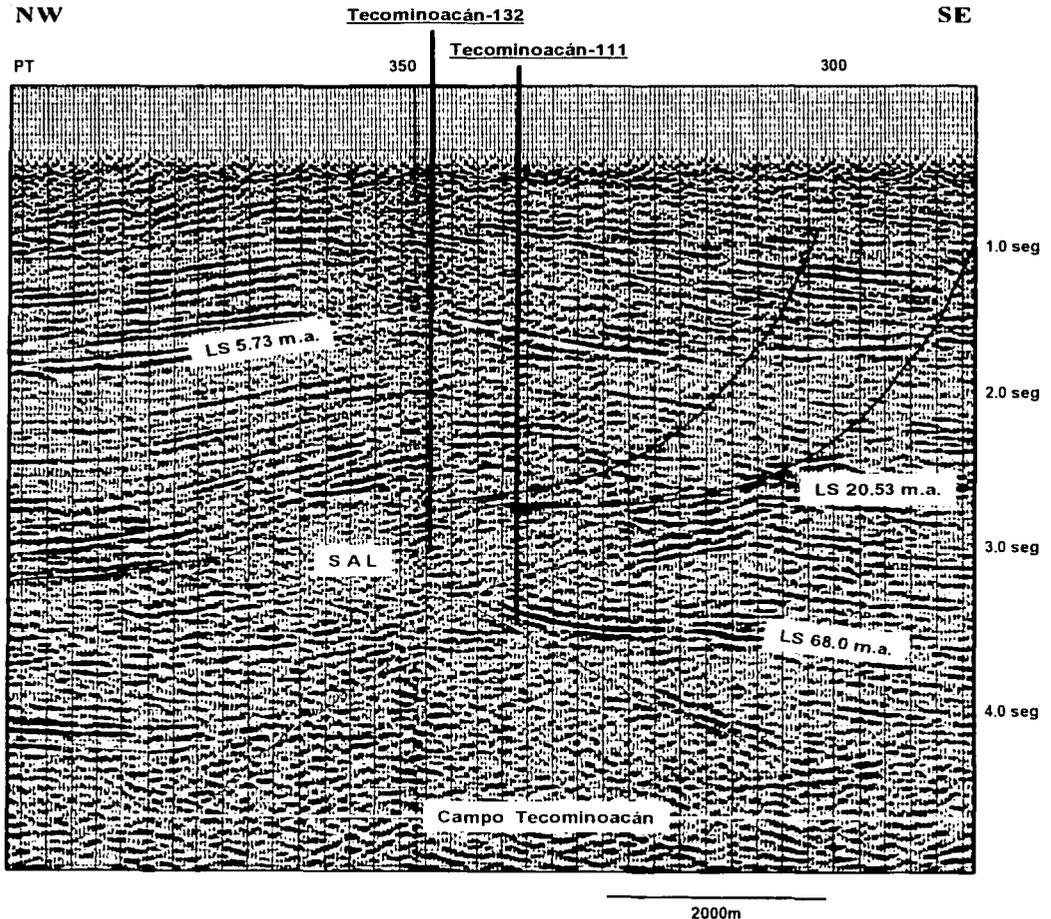


Figura-6.3. L-5/SS25. Masa de sal en el campo Tecominoacán. Obsérvese como el movimiento de la sal ha plegado a los sedimentos sobreyacentes, evidenciando un empuje muy reciente que inclusive puede estar activo actualmente.

6.3.-TIPOS DE MASAS DE SAL Y ESTRUCTURAS ASOCIADAS

Como datos generales, se puede decir que la sal se depositó en etapas tempranas de un rift intracontinental durante el Jurásico Medio-Tardío, la cual durante el

Kimmeridgiano Temprano probablemente inició a desplazarse por diferencia de densidades y que la sal que no se desplazó podría ser la superficie de despegue de los cinturones plegados y cabalgados del sureste de México.

En el área de estudio las masas salinas no son numerosas y aparentemente todas han penetrado hasta las rocas terciarias, principalmente hasta el Paleógeno. Estas masas salinas se encuentran en los campos Cactus, Complejo Bermúdez, El Dorado, Jujo-Tecominoacán (Figura-5.4) y Paredón (Figura5.2), y en el pozo Asniche-1 (Línea Regional-3). Las masas de sal no son fácilmente reconocibles en las líneas sísmicas y todas han sido descubiertas por la perforación de pozos, por lo que la sísmica donde supuestamente se observan tales masas no ofrece una idea clara de su forma al igual que de sus estructuras asociadas; sin embargo, se ha podido reconocer que todas las masas estudiadas presentan una etapa de evolución avanzada, son de tipo diapírico, probablemente canopies y en el caso del campo Tecominoacán al parecer aún se conserva su raíz.

Con respecto a las estructuras asociadas, la sal ha provocado seguramente una gran cantidad de estructuras, de las cuales se han podido reconocer algunos tipos como plegamientos, fallas lítricas, fallas de colapso y truncaciones contra la sal. Todas estas estructuras se observan en el campo Tecominoacán (Línea Regional-1 y Figura-5.14).

6.4.-PROPIEDADES DE LA LUTITA

En el área de la costa del Golfo de México frente a Texas y Louisiana donde se han hecho muchos estudios de masas de lutita, hay diferencias distintivas entre dichas masas y la secuencia normal de lutita-arena que las rodea. Se ha observado que en el subsuelo se presentan lutitas normalmente presurizadas, lutitas sobrepresurizadas en su posición estratigráfica original y lutitas sobrepresurizadas formando masas cóncavas o diapíricas. Los dos tipos de lutitas sobrepresurizadas

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

tienen las mismas propiedades (excepto en sus echados) y difieren de las que están normalmente presurizadas. Las propiedades son:

- En el área de la costa norte del Golfo de México, la velocidad de transmisión de la energía sísmica dentro de las masas es particularmente baja y varía aproximadamente de 1982 a 2591 m/seg (6500 a 8500 ft/seg), cambiando solo gradualmente con la profundidad y con el área. Las velocidades se midieron por métodos de refracción sísmica y registros de velocidad en grandes masas de lutita (*Musgrave y Hicks, 1968*). Para *Gilreath (1968)* el tiempo de viaje de la velocidad acústica es anormalmente alto en las lutitas sobrepresurizadas por la profundidad. El tiempo de viaje se incrementa de 125 μ seg/ft en la lutita normalmente presurizada a 140 μ seg/ft en la lutita anormalmente presurizada, lo cual indica que la velocidad acústica disminuye de 2438 m/seg (8000 ft/seg) a 2176 m/seg (7142 ft/seg), respectivamente; estos datos fueron medidos con registros sónicos en pozos. En el pozo Asniche-1 al NE fuera del área de estudio, se midió el tiempo de tránsito en una masa de lutita y se observó que al entrar a ella se incrementa el tiempo de 75-90 μ seg/ft a 94-135 μ seg/ft y la velocidad disminuye de 4064-3386 m/seg a 3242-2257 m/seg, datos acústicos que varían con la profundidad.
- Otra propiedad es la resistividad. En el área de la costa norte del Golfo de México las masas de lutita presentan baja resistividad de 0.5 ohm-m y menores en el registro eléctrico, lo cual es aproximadamente la mitad de la resistividad esperada en una lutita normalmente presurizada (*Wallace, 1965; en: Musgrave y Hicks, 1968*). En la misma área, *Gilreath (1968)* también observó en el registro eléctrico que las lutitas normalmente presurizadas presentan aproximadamente una resistividad de 1 ohm-m y disminuye en las lutitas anormalmente presurizadas (en posición estratigráfica normal o formando masas) a 0.4 ohm-m. Para las masas que comprenden el área de estudio, se le midió la resistividad con el registro eléctrico y presentaron valores de 0.6 a 0.8 ohm-m, mientras que las lutitas que no forman las masas tienen resistividades de 1.5 a 1.8 ohm-m.

- En el área de la costa norte del Golfo de México, con base en mediciones de anomalías mínimas observadas con gravimetría, se puede decir que las masas de lutita tienen baja densidad en comparación con las lutitas normales (*Musgrave y Hicks, 1968*). Así mismo, *Tsimel'zon (1959; en: Musgrave y Hicks, 1968)* indica que se midió una gravedad mínima en masas de lutita del tipo de volcanes de lodo, la densidad se estima que varía de 2.1 a 2.3 gr/cm³. Sin embargo, para *Gilreath (1968)*, las masas de lutita sobrepresurizadas tienen una densidad (medida con el registro de densidad) de 2.11 gr/cm³, ligeramente menor que la densidad de la sal y una densidad de 2.28 gr/cm³ en las lutitas no sobrepresurizadas. En el pozo Asniche-1 al NE fuera del área de estudio, utilizando el registro de densidad se midió la masa de lutita, resultando en que las lutitas que no forman la masa tienen una densidad de 2.38 gr/cm³, misma que disminuye a 2.25 gr/cm³ en las lutitas dentro de las masa.
- Otra propiedad de las masas de lutita es su alta presión de fluido en el área de la costa norte del Golfo de México. En otras palabras, una masa de lutita que es penetrada por un pozo tiende a empujar o fluir hacia el agujero y atrapar la sarta de perforación. Además, se requiere un lodo de perforación pesado para prevenir "arrancones" de pequeñas bolsas de gas. La presión es tan alta como 0.9 de la presión de la columna litológica sobreyacente. En otras palabras, los fluidos más que la matriz de la roca, son los que soportan la presión de la columna litológica sobreyacente (*Musgrave y Hicks, 1968*).

6.5.-MECANISMOS DE DEFORMACIÓN

Según *Bruce (1973)*, el desarrollo de las masas de lutita de extensión regional se presenta donde la depositación regresiva de sedimentos arenosos sobre una superficie arcillosa plástica, resulta en compactación y hundimiento de la arcilla no consolidada bajo la pesada columna arenosa (Figura-6.4B). Debido a que la depositación de sedimentos continúa (Figura-6.4C), las fallas de crecimiento se

desarrollan y quedan activas tanto tiempo como el eje depositacional se mantenga a lo largo del mismo alineamiento. La Figura-6.4D muestra el desarrollo maduro de una masa de lutita e ilustra la relación de la masa con las facies hacia el lado del continente y con la estructura hacia el lado del mar. Estas relaciones se observan mejor en una línea sísmica (Figura-6.5) que cruza un sistema de fallas contemporáneas donde la masa de lutita resultante tiene más de 3000 m verticalmente y 16 Km de largo.

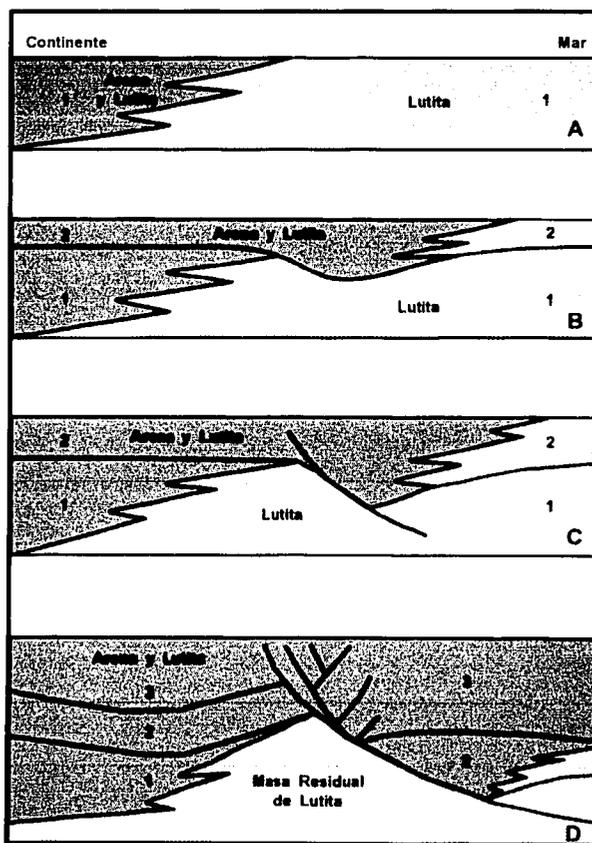


Figura-6.4 Ilustración diagramática mostrando cuatro etapas del desarrollo de masas de lutita (Bruce, 1973).

El proceso principal en el desarrollo de masas de lutita en el sureste de Texas se considera que es la compactación diferencial resultante de carga diferencial y diagénesis de las lutitas, los cuales controlan el movimiento de fluidos en el subsuelo. En las etapas iniciales del desarrollo de masas de lutita (Figura-6.4A y B), el agua esta libre para escapar de la lutita y de la columna lutita-arenisca. Al principio, la pérdida de agua de las lutitas es más grande a causa del mayor contenido de agua, sin embargo, debido a que la subsidencia continúa, la pérdida de agua de las lutitas disminuye progresivamente como resultado de la reducción de la permeabilidad, hasta que se alcanza una profundidad crítica donde la expulsión de agua de la lutita es menor y la presión de poro anormalmente alta se desarrolla dentro de la masa de lutita. Si la subsidencia continúa a profundidades donde la presión de fluido dentro de la lutita se acerca a la presión de la columna estratigráfica sobreyacente, la compactación cesa.

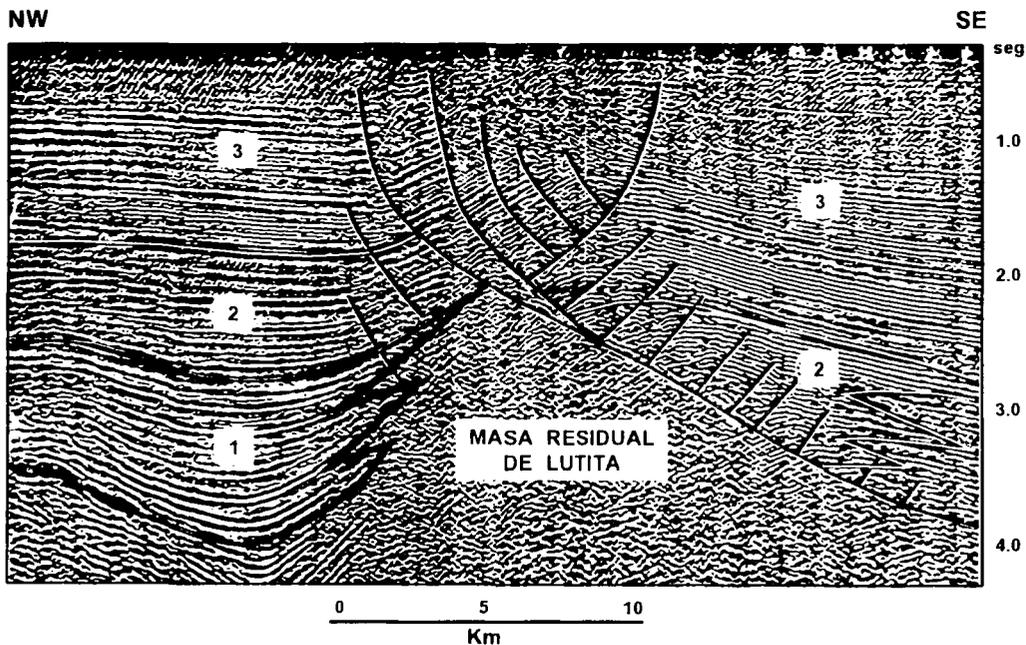


Figura-6.5. Línea Sísmica de una masa de lutita. Los números indican la secuencia depositacional de las unidades de arenisca y lutita (Bruce, 1973).

Algunos patrones de fallas observadas en líneas sísmicas indican que las masas de este tipo tienden a expanderse. Es probable que bajo estas condiciones las lutitas puedan llegar a ser diapíricas o dómicas en la vecindad de los alineamientos de masas de lutita. Durante el desarrollo de la presión anormal dentro de las masas de lutita, las columnas litológicas de areniscas y lutitas interestratificadas en los flancos continúan la compactación con pérdida de agua a través de las capas permeables de arenisca. La expulsión de agua a través de las areniscas continúa tanto como los estratos permeables están en comunicación con la superficie.

Una compactación adicional ocurre en los sedimentos de los flancos (no dentro de las masas de lutita), en donde al alcanzar el nivel crítico de presión-temperatura la Montmorillonita se altera a Illita. Durante este proceso, grandes volúmenes de agua intersticial son transferidos de la Montmorillonita hacia los poros de la roca encajonante, como lo sugieren Powers (1967; en: Bruce, 1973) y Burst (1969; en: Bruce, 1973). Esta liberación de agua puede escapar a través de capas de areniscas permeables presentes dentro de la columna. La cantidad de agua en movimiento durante esta etapa de diagénesis de minerales arcillosos es considerada por Burst (1969; en: Bruce, 1973) de 10 a 15 % del volumen total compactado de la lutita involucrada. La segunda etapa de pérdida de agua no afecta a la masa de lutita sobrepresurizada porque los estratos permeables no están presentes dentro de la masa para permitir el escape de fluidos. El período prolongado de pérdida de agua de la columna lutita-arenisca interestratificada reduce el espesor de los sedimentos de los flancos, dejándolos colgados sobre el lado hacia el continente de la masa de lutita, y además acentúa el fallamiento que se ha desarrollado en el lado hacia el mar (Figura-6.4D y 6.5) (Bruce, 1973).

6.6.-TIPOS DE MASAS DE LUTITA Y ESTRUCTURAS ASOCIADAS

No se encontró literatura que trate acerca de los tipos de masas de lutita, sin embargo, ya que su comportamiento es muy parecido al de la sal se propone

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

clasificar las masas de lutita desde un punto de vista de intrusión igual como se clasifica a las masas de sal, denominándolas domos y diapiros, siendo domos cuando no han intrusionado su cubierta sedimentaria y diapiros cuando ya la intrusionaron (*Jenyon, 1986*). Por otro lado, en este trabajo no se analizaron a detalle los alineamientos de masas de lutita que son abundantes en el borde oriental del área de estudio, por lo que las observaciones que se mencionan pueden diferir con las de otros autores que hayan hecho estudios más detallados.

Las masas de lutita se presentan solamente en el límite nororiente del área de estudio, en donde se comportan como domo en su flanco poniente y como diapiro en el flanco oriente, comportamiento que se puede observar en la Figura-6.6 (porción NE de la Línea Regional-3). En esta figura se presenta una masa de lutita que tiene forma de domo (ya que no ha intrusionado su cubierta) en el área del pozo Tabasco-1 (flanco poniente de la masa), mientras que en el área de los pozos Asniche-1 y Pigua-2A (flanco oriente) esta misma masa de lutita se comporta como diapiro ya que ha intrusionado fuertemente a su cubierta. Otra masa de lutita se observa en el campo Carrizo, al sur del Complejo Bermúdez, esta masa no presenta límites bien definidos, sin embargo, se interpreta que tiene forma de domo ya que no ha intrusionado su cubierta (NW de la Línea Regional-2).

Respecto a las estructuras asociadas es indudable que se formaron una gran cantidad de ellas, sin embargo no todas pudieron reconocerse. Las evidentes son fallas lítricas de crecimiento, truncaciones contra el diapiro, minicuecas con migración de depocentros, soldaduras de lutita (todas observadas en el NE de la Línea Regional-3) y acúñamientos (SE de la Línea Regional-2).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

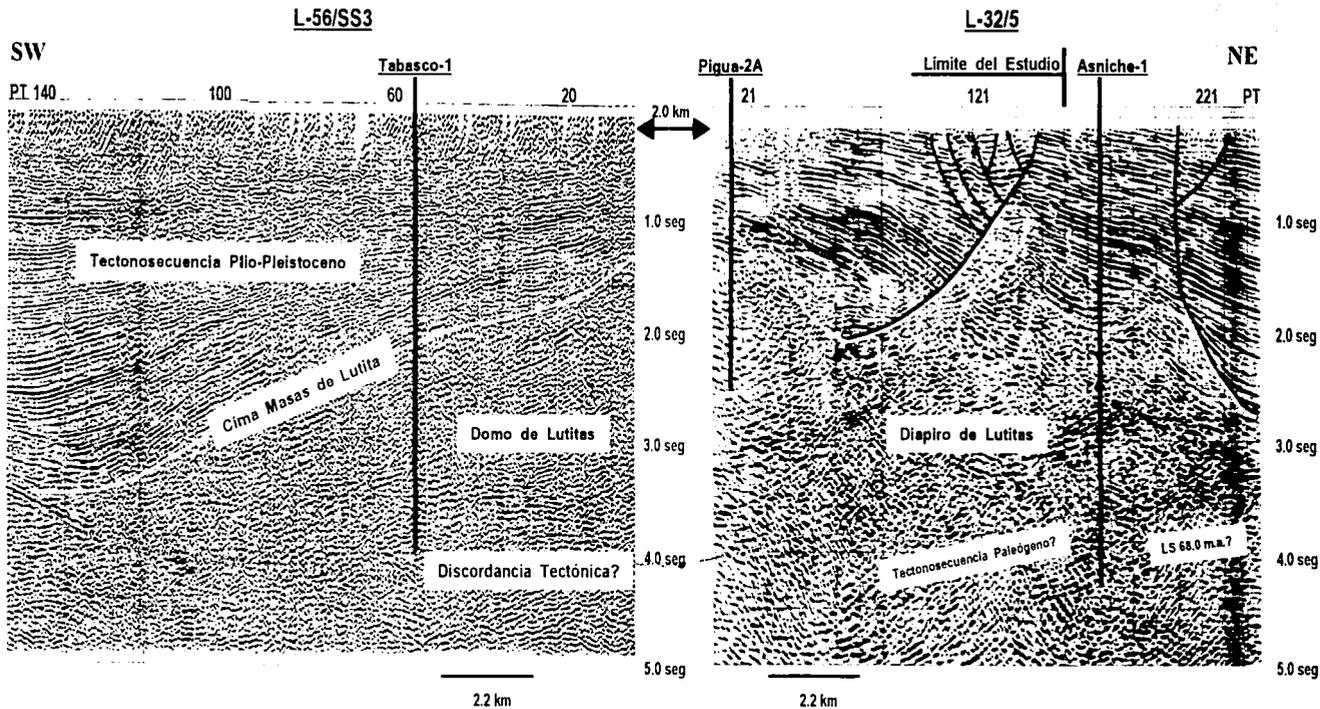


Figura-6.6. Extremo NE de la Línea Regional-3. Se observa una masa de lutita que se comporta como domo a la izquierda y como diapiro a la derecha. La cima de la masa está relacionada al límite LS 5.73 m.a. de la Tectono secuencia Mioceno Medio-Tardío. Las tectono secuencias Mioceno Medio-Tardío, Mioceno Temprano y Paleógeno se encuentran evacuadas dentro de la masa de lutita.

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

Respecto a las fallas lítricas de crecimiento (Línea Regional-3, Anexo-C), la falla principal al SE del área de estudio (Figura-5.2) es la causante del desplazamiento de lutitas hacia el oriente, por lo que representa una estructura asociada muy importante. Estas estructuras también pueden llamarse rollover, ya que según *Xiao y Suppe (1992)*, rollover es el plegamiento del bloque de la pared colgante en una falla por inclinación o colapso en respuesta a una falla normal comúnmente lítrica. Este tipo de estructuras es un fenómeno de expansión en regiones extensionales como lo es el Golfo de México. En estas estructuras las formas de los pliegues están controladas por variables como la forma de la falla, la historia de velocidad de sedimentación contra la velocidad de deslizamiento de la falla y compactación. Las formas del rollover dentro de un estrato de crecimiento dependen fuertemente de la velocidad de sedimentación con respecto a la velocidad de deslizamiento de la falla. Si suceden cambios en la anterior relación se producen grandes efectos en la forma del rollover, como por ejemplo, con baja velocidad de sedimentación comúnmente se producen discordancias angulares.

DISCUSIÓN

Para lograr el objetivo de este capítulo, se efectuó una comparación de las propiedades de las masas de lutita y de la sal, así como sus mecanismos de deformación y los tipos de estructuras resultantes. Como resultado de la comparación de sus propiedades, podemos decir que la densidad es la única propiedad semejante en los dos tipos de masas, y al parecer, se mantiene relativamente constante con la profundidad; de esta forma, la densidad de la sal varía de 2.20 gr/cm^3 en niveles someros y disminuye a 2.17 gr/cm^3 a 5500 m de profundidad. Así mismo, la densidad de la lutita normalmente presurizada es de 2.28 gr/cm^3 y disminuye a 2.11 gr/cm^3 en las lutitas anormalmente presurizadas. La lutita disminuye su densidad si tiene presión anormal y aún así puede mantenerse sin deformación, es decir, en su posición estratigráfica normal.

Para invertir las densidades y originar inestabilidad de la sal con respecto a su cubierta (por ejemplo lutita y arena), se requieren aproximadamente 1000 m de profundidad, en la cual la sal se desplazará hacia zonas de menor presión buscando un equilibrio de densidades. La lutita probablemente sufre este proceso al igual que la sal, sin embargo, la lutita puede estar a más de 1000m de profundidad sin tener presión anormal y aún sin deformarse, ya que la presión anormal ocurre cuando los fluidos contenidos en la lutita no son expulsados hacia cuerpos arenosos debido a que están ausentes o son muy escasos, tendiendo a adquirir presiones anormalmente altas. Este proceso hace que el flujo de la lutita sea diferente y quizás bastante más complejo que el flujo de la sal. Lo anterior se puede comprobar ya que en el área de estudio las lutitas de las mismas unidades estratigráficas presentan comportamientos diferentes, de esta forma, en la Zona Deformada por Gravedad las lutitas neógenas y paleógenas se encuentran desplazadas de su posición original, mientras que en la Zona Estable en general las lutitas se encuentran en su posición de depósito original.

Con el anterior análisis podemos decir que las lutitas si son susceptibles de sufrir evacuación o desplazamiento, y que muy seguramente se encuentran constituyendo el núcleo de la gran falla rollover del SE del área, la cual durante su desarrollo evacuó una gran cantidad de lutitas para formar las grandes masas alóctonas localizadas al oriente del área. Las lutitas fueron desplazadas sobre una superficie de deslizamiento provocando una discordancia tectónica (como se verá en el capítulo-7). La evacuación se debió principalmente a la diferencia de densidades de la lutita contra su cubierta sedimentaria (arenas y lutitas), el cual es uno de los mecanismos importantes para que la lutita se deforme y se evacue de una manera muy parecida a la sal. Así también, podemos señalar que seguramente existen factores como el contenido de agua y los cuerpos de arena interstratificados, así como otros mecanismos como la compactación, y la tectónica extensional, que provocan, primero, que no todas las lutitas se deformen y segundo que la deformación no sea igual en la misma masa de lutita.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Bruce (1973), introdujo un modelo de formación de masas residuales de lutita con base en ejemplos del norte del Golfo de México (Figura-6.4). En este trabajo, apoyándose en el autor mencionado, se propone un modelo de formación de masas de lutita basado en la Línea Regional-3 (sin considerar la tectónica compresiva), donde el proceso principal es la evacuación de lutitas debido al peso de las arenas depositadas durante un régimen sedimentario regresivo (Figura-6.7 A y B). La evacuación se efectuó mediante una falla normal listrica (Figura-6.7 C) la cual tiende a aplanarse abajo de los 4000 m de profundidad. El plano de falla se considera como una discordancia tectónica (*Bates y Jackson, 1987*). El volumen de lutitas de las masas puede ser menor que el volumen de lutitas evacuadas (Figura-6.7D) debido a expulsión de agua por compactación litostática y por diagénesis.

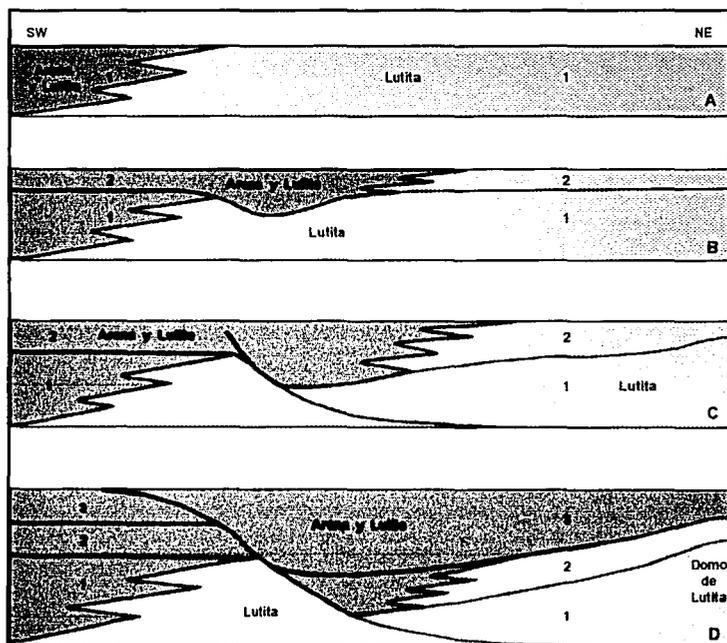


Figura-6.7. Modelo de formación de masas de lutita, debido a evacuación de las mismas. El modelo está basado en el Neógeno de la Línea Regional-3, sin considerar la tectónica compresiva (adaptado de *Bruce, 1973*).

7.- EVOLUCIÓN GEOLÓGICA

Con base en la interpretación estratigráfica y estructural de las cuatro Tectonosecuencias identificadas en este trabajo, se elaboró un mapa de elementos estructurales y se propone una evolución geológica. El mapa comprende a los elementos llamados Sierra de Chiapas al sur, Zona Estable al oeste, Zona Deformada por Gravedad al este y Zona de Masas de Lutita al NE (Figura-7.1).

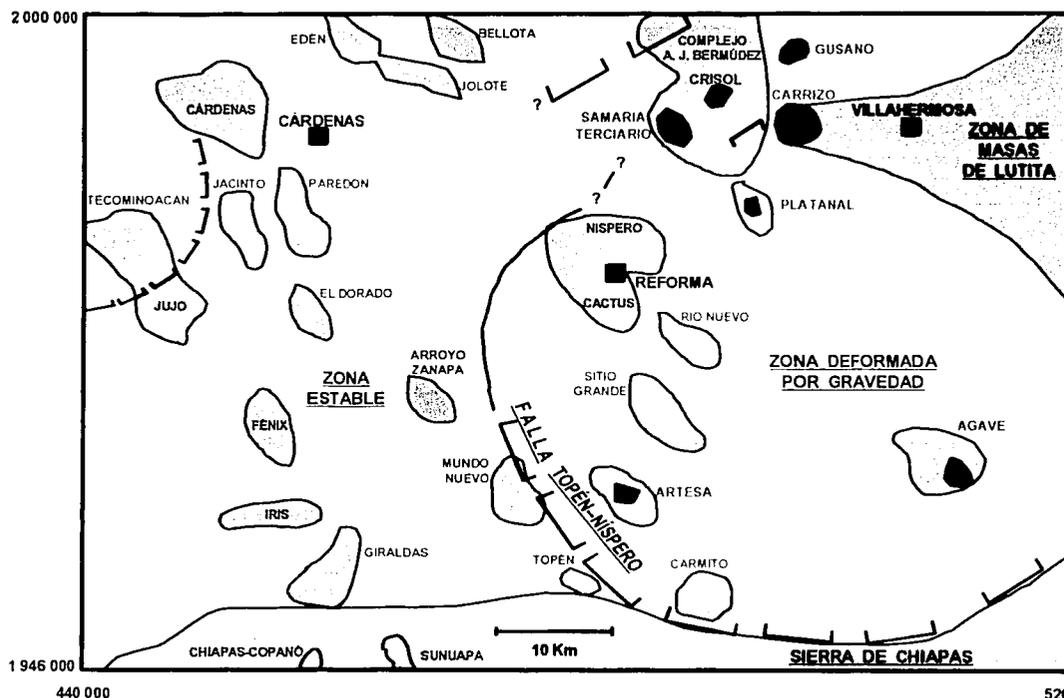


Figura-7.1. Plano de elementos estructurales del área de estudio (fallas mapeadas a 1.0 seg)

La diferencia principal entre la Zona Estable y la Zona Deformada por Gravedad es la intensa deformación gravitacional que presenta esta última zona, siendo el límite entre ambas la gran falla normal listrica roll-over Topén-Nispero (PEP, 2002) con caída al NNE (Figura-7.1 y Línea Regional-3), la cual se aplanan con la profundidad dejando como remanente una discordancia que corresponde a la

“pseudodiscordancia” de *García-Molina (1994)* y que en este trabajo se postula como una “discordancia tectónica” ya que según *Bates y Jackson (1987)* “discordancia” (discordance) es una falta de paralelismo entre estratos adyacentes y “discordancia tectónica” se usa para determinar que una zona ha sido “cortada” por un evento tectónico posterior. Así, en nuestra área se cree que el plano de la Falla Topén-Nispero al aplanarse a profundidad llega a constituir el nivel de despegue del sistema extensional, mismo que ha cortado al sistema compresivo preexistente evacuando lutitas y areniscas hacia el NE y generando falsas terminaciones downlap y onlap asociadas a una también falsa progradación hacia el sur. Arriba de esta discordancia tectónica se encuentra el sistema extensional y por abajo el sistema compresivo. Además, como bien lo ha mencionado *Miranda-Canseco et al. (1999)*, la Zona Deformada por Gravedad corresponde a la “continuación de la Subcuenca de Macuspana”, ya que ambas áreas presentan el mismo proceso de deformación gravitacional (Figura-7.2).

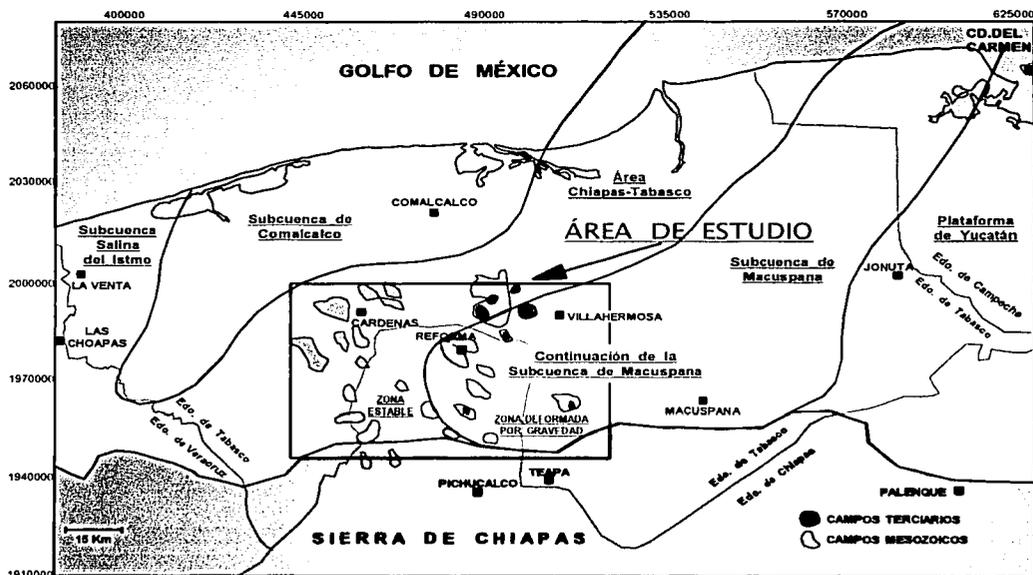


Figura-7.2. Plano que muestra como la Zona Deformada por Gravedad del área de estudio corresponde a la “continuación de la Subcuenca de Macuspana” (*Miranda-Canseco et al., 1999*).

En la Zona Estable se observan bien los diferentes eventos compresivos que actuaron desde el Cretácico Tardío hasta el Plioceno Temprano, sin embargo en la Zona Deformada por Gravedad no se observan los eventos compresivos correspondientes al Neógeno ya que los sedimentos de este tiempo fueron evacuados hacia el NE, creando enormes domos y diapiros alojados en la Zona de Masas de Lutita, que de acuerdo al criterio del autor de esta tesis este proceso alteró las evidencias compresivas haciendo muy difícil su reconocimiento. Finalmente, respecto al elemento estructural de la Sierra de Chiapas, este trabajo comprende solamente a sus primeras estribaciones.

La propuesta de la evolución geológica del área se resume en la Tabla-7.1. Esta figura presenta la estratigrafía identificada (Tectonosecuencias) dentro de un marco cronoestratigráfico, además de los fósiles indicadores de cada Tectonosecuencia, los eventos tectónicos compresionales o extensionales relacionados a ellas y el tiempo en que estuvieron activos.

SISTEMA	SERIE	M.A.	TECTONOSECUENCIA	FÓSIL INDICADOR	EVENTO TECTÓNICO	C	E
CUATERNARIO	PLEISTOCENO	1.7	PLIO-PLEISTOCENO	Globorotalia obliqua obliqua Globorotalia atsipara globosa Globorotalia juanai	-CUENCA DE RELLENO PASIVO -MAXIMA TECTONICA DE GRAVEDAD -MAXIMA EVACUACION DE LUTITAS	COMPRESION	EXTENSION
		2.6					
7.5							
5.3							
5.73							
NEÓGENO	MIOCENO SUPERIOR	11.2	MIOCENO TARDÍO	Globorotalia juanai	-INICIO DE TECTÓNICA DE GRAVEDAD -FIN DE EVACUACION DE LUTITAS ?	COMPRESION	EXTENSION
		11.7	MIOCENO TEMPRANO-MEDIO	Globorotalia tohsi robusta Globorotalia tohsi lobata Globorotalia tohsi parvirostrata	-FIN DE LA CUENCA ANTEFOSA -EVENTO CHIAPANECO (MAYOR EMPUJE DE CHORTIS)		
	16.4	MIOCENO INFERIOR		Catapsidrax dissimilis	-DESARROLLO DE LA CUENCA ANTEFOSA		
	20.53						
	73.8	PALEÓGENO	Globigerina tripartita Globigerina sellii Globigerina ciperoensis	-EVENTO CHIAPANECO (EMPUJE DE CHORTIS)			
PALEOCENO	33.7				-COMPRESION INCIPIENTE		
	34.8						
PALEOCENO	66.5	Globoconusa daubjergensis Globorotalia costosa	-INICIO DE LA CUENCA ANTEFOSA	-PRIMER EMPUJE DE CHORTIS			
	68.0						

Tabla-7.1. Gráfica que resume la evolución geológica del área Chiapas-Tabasco

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

La evolución geológica propuesta se representa en sección con el modelo de la Figura-7.3, comenzando en el Mioceno Temprano y finalizando en el Reciente. El modelo está basado en la Línea Regional-3, considerando los eventos tectónicos compresivos (plegamientos y fallas inversas) y los eventos extensionales (evacuación de lutitas) que han afectado al área de estudio. La explicación del modelo se encuentra en las etapas evolutivas descritas en las siguientes páginas.

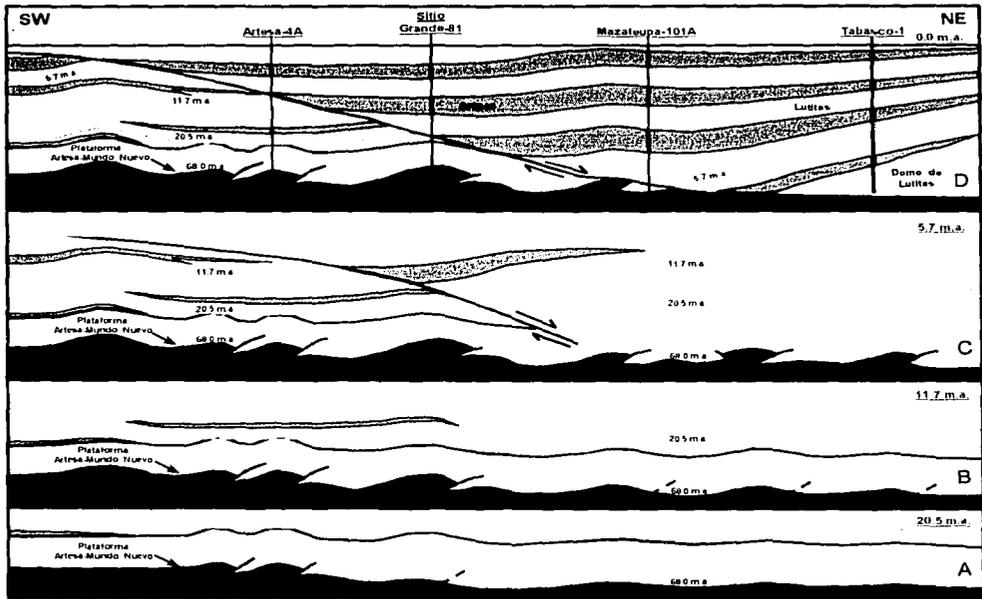


Figura-7.3. Modelo geológico evolutivo en sección, basado en la Línea Regional-3.

La evolución geológica del área será descrita en cuatro etapas (modelos esquemáticos tridimensionales) correspondientes a las cuatro Tectonosecuencias identificadas.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

PALEÓGENO

Tectonosecuencia Paleógeno (68.0-20.53) m.a.

En el Cretácico Tardío, sucedió la primera colisión del Bloque Chortis contra el Bloque Yucatán, formando los primeros altos estructurales del sur de México, mismos que aportaron sedimentos terrígenos comenzando a cambiar el régimen sedimentario de carbonatos a terrígenos e iniciando a formarse también una cuenca antifosa. La colisión continuó durante el Paleógeno de una forma suave y episódica, prosiguiendo el desarrollo de la cuenca antifosa formada periféricamente al frente tectónico (Macizo y Sierra de Chiapas), donde su depocentro se ubicaba hacia el sur, muy distante del área de este trabajo. La cantidad de sedimentos aportados por los primeros altos del sur de México aumentó paulatinamente al mismo ritmo con que ellos se elevaban. Los sedimentos se distribuyeron en terrígenos gruesos cerca de la fuente de aporte y terrígenos finos en las porciones distales.

En el área de estudio, las rocas depositadas durante el Paleógeno corresponden a terrígenos finos (lutitas, margas y algunas turbiditas de arenas finas y arcillas) y flujos de carbonatos, donde la sedimentación siliciclástica (que había iniciado durante el Campaniano-Maastrichtiano con la depositación de margas de la formación equivalente a Méndez) dominó completamente sobre la sedimentación carbonatada del Cretácico. En lugares más someros cercanos a la Sierra de Chiapas (fuera del área de estudio), durante el Paleógeno la sedimentación carbonatada continuó activa, así como la sedimentación de arenas y conglomerados (*Formaciones Lacandón* y *Lomut*, [Varela-Santamaría, 2001, comunicación personal] y *Formaciones Soyalo* y *Mesanilo*, [ver: Ferrusquía-Villafranca, 1996]) (Figura-7.4). Como ya se mencionó, con la sedimentación terrígena se depositaron algunas intercalaciones de flujos de carbonatos durante el Eoceno y Paleoceno como en los pozos Fénix-24, Germania-1, Jacinto-24, Jujo-34 y Zelandia-1 (Figura-5.3) entre otros, además de los flujos del campo Agave Terciario (Figura-2.1), para los cuales se propone un origen similar al que postula Varela-Santamaría (1995) para los

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

carbonatos del Cretácico Superior en la plataforma de Artesa-Mundo Nuevo, este autor propone que durante el Cretácico Tardío la plataforma carbonatada fue basculada hacia el sur, quedando expuesta en su borde norte (campos Iris, Girdaldas, Mundo Nuevo, Artesa y Sabancuy, Figura-7.5), por lo que las rocas del Cretácico Superior están ausentes en esta porción, sin embargo, en las zonas vecinas a este borde se depositaron brechas carbonatadas producto de la erosión de la plataforma.

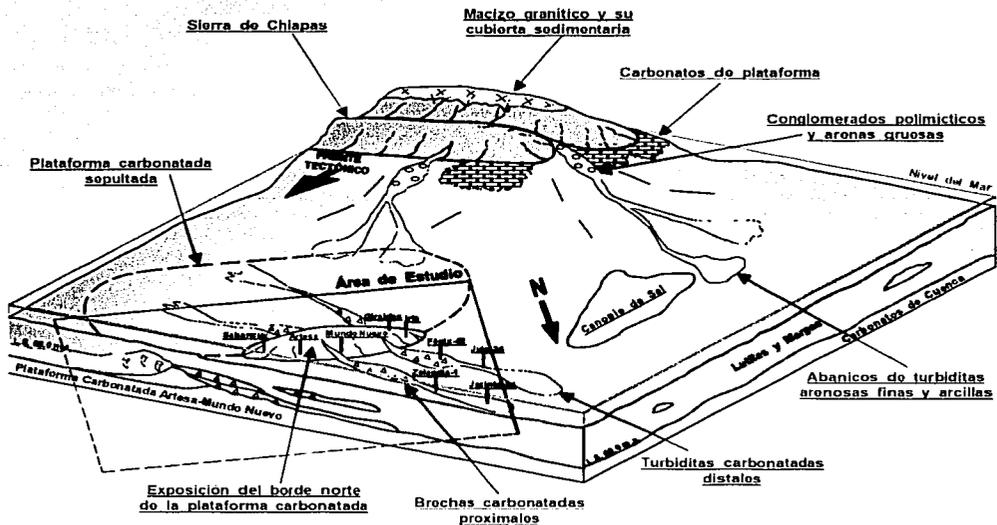


Figura-7.4. Modelo geológico para el Eoceno Medio.

Así mismo, en este trabajo se propone que durante el Paleoceno-Eoceno Medio este borde continuó expuesto ocasionando que los sedimentos pertenecientes a este tiempo no se depositaran, además de que los procesos erosivos continuaron generando flujos proximales y distales, los cuales fueron aportados hacia la cuenca,

mismos que se encuentran interestratificados con lutitas en los pozos antes mencionados. Para el Eoceno Tardío los flujos de carbonatos habían cesado debido a que la plataforma carbonatada ya estaba sepultada, causando que el espesor de las rocas paleógenas sea menor sobre la plataforma carbonatada que en áreas fuera de ella (Figura-5.7 y 7.3 A). Por otro lado, en la Subcuenca de Comalcalco (Figura-2.1) la sal que se desplazaba hacia zonas de menor presión alcanzó la superficie del fondo marino a fines del Paleógeno (Figura-7.4) formando canopies (Oviedo Pérez, 1996).

MIOCENO TEMPRANO-MEDIO

Tectonosecuencia Mioceno Temprano-Medio (20.53-11.7 m.a.)

En el inicio del Mioceno Temprano la Placa del Caribe continúa su evolución desplazándose hacia el NE con respecto a la Placa de Norteamérica, desde la cual el Bloque Chortis ya se ha desprendido para formar parte de la primer placa mencionada. Este nuevo límite de placas se desarrolló a través de las fallas de transcurrencia izquierdas Motagua, Polochic y Jocotán, al sur del Bloque Yucatán, resultando en más presión de parte de Chortis. Este evento creó un avance del frente tectónico (Sierra de Chiapas) hacia el noreste, provocando una estructuración en la cuenca consistente en anticlinales, sinclinales y fallas inversas y levantamiento de los sedimentos, exposición y erosión (Figura-7.3A). Esta estructuración también se le conoce como el inicio del evento Chiapaneco (Santiago-Acevedo y Baro-Santos, 1992), esta etapa erosiva finalmente se constituiría en la discordancia del Límite de Secuencia 20.53 m.a. (Figura-5.4). Las estructuras compresivas se pueden observar en la Línea Regional-1 (área de los campos Jujo, Iris y Girdaldas) y en la Línea Regional-3 (borde noreste de la plataforma Artesa-Mundo Nuevo). Adicionalmente, durante este mismo tiempo el margen continental del Bloque Yucatán comienza a inclinarse hacia abajo y al suroeste debido el efecto isostático del peso del Bloque Chortis, causando probablemente que los elementos positivos sufrieran una erosión moderada.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

La cuenca anfosa continuó desarrollándose con migración de su depocentro hacia el NE, en la misma dirección que el frente tectónico. En el área de estudio los eventos ya mencionados se reflejan en un cambio en la litología, ya que después de depositarse predominantemente lutitas con algunas margas, flujos de carbonatos y areniscas finas durante el Paleógeno, en el Mioceno Temprano-Medio se depositan lutitas con algunos cuerpos de turbiditas arenosas y arcillas (Figura-7.5). Al mismo tiempo en la Sierra de Chiapas (fuera del área de estudio) continuaba la depositación de carbonatos y areniscas (*Formación Modelo* [ver: *Ferrusquia-Villafranca, 1996*]). Por otro lado, la plataforma carbonatada de Artesa-Mundo Nuevo ya no controló el espesor de los sedimentos miocénicos (Figura-7.3 B y 7.5) como lo hizo con los sedimentos paleógenos, debido a que había sido sepultada durante el Eoceno Tardío, por lo que el espesor obedecía principalmente al depocentro de la cuenca anfosa (que aún se encontraba hacia el sur, fuera del área de este trabajo) (*Oviedo-Pérez, 1996*). En el área vecina de la Subcuenca de Comalcalco (Figura-2.1), la gran canopie de sal alcanzó su máxima extensión (Figura-7.5) durante el Mioceno Temprano (*Oviedo Pérez, 1996*).

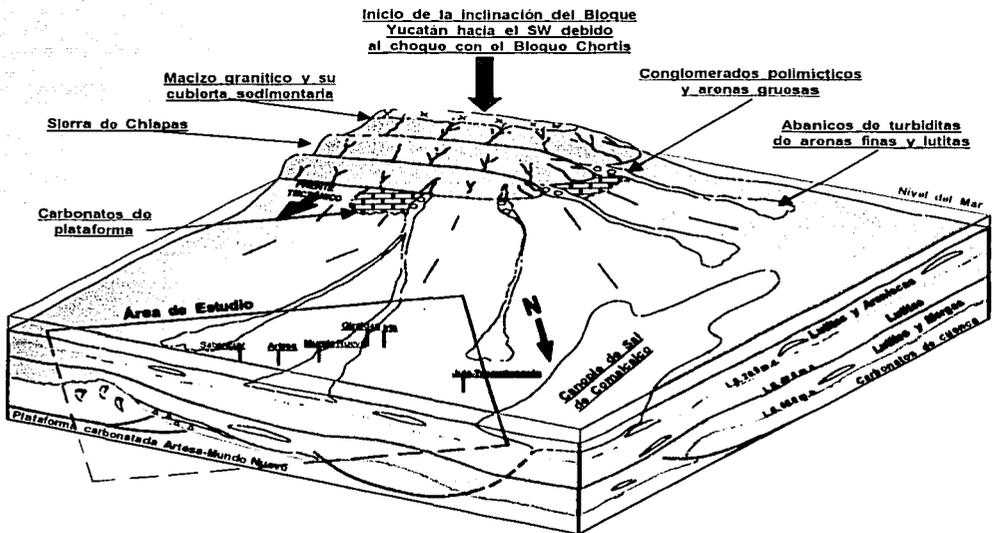


Figura-7.5. Modelo geológico para el Mioceno Temprano.

MIOCENO MEDIO-TARDÍO

Tectonosecuencia Mioceno Tardío (11.7-5.73 m.a.)

A finales del Mioceno Medio e inicio del Mioceno Temprano, el Bloque Chortis continúa desplazándose hacia el NE a través de las fallas de transcurrencia Motagua, Polochic y Jocotán, empujando con más fuerza al Macizo de Chiapas, al cual imprimió rotación (en sentido de las manecillas del reloj) y provocó compresión, dando origen a la etapa principal de plegamiento y a las estructuras compresivas en el subsuelo de la Planicie Costera (área de estudio), al mismo tiempo, el margen continental SW del bloque Yucatán fue inclinado por la carga litostática ejercida por el Bloque Chortis. Esta etapa, que es la fase principal del evento Chiapaneco, es la responsable de la formación de los principales campos petroleros del SE de México (Figura-3.1). Así mismo, la sedimentación continuó al mismo tiempo que se deformaban los estratos precinemáticos, formándose capas de crecimiento en los flancos de los anticlinales los cuales se observan muy bien en la Zona Estable (Figura-5.11). Al respecto, se cree que en la Zona Deformada por Gravedad estos mismos sedimentos debieron haberse depositado y deformado de la misma manera que en la Zona Estable, pero debido a la tectónica extensional que sucedió durante el Plioceno-Pleistoceno (como se explicará más adelante), las evidencias fueron desaparecidas.

La etapa principal de compresión actuó durante el fin del Mioceno Medio y todo el Mioceno Tardío (Figura-5.6 y 7.3C) y continuó activa hasta el Plioceno Medio, pero con mucho menos fuerza (Figura-5.13). Debido a la etapa principal de compresión, las rocas del Mioceno Tardío se encuentran ausentes o reducidas en su espesor en la culminación de algunos anticlinales (como el campo Juju, Figura-5.11) ya que durante su depósito estaban creciendo las estructuras compresivas convirtiéndose en lugares poco favorables para la sedimentación (Figura-7.6), así mismo, debido a este proceso quedó expuesta la discordancia del L.S. 11.7 m.a., la cual fue erosionada por la discordancia del L.S. 5.73 m.a., principalmente en el norte de la Zona Estable. Simultáneamente, el frente tectónico de la Sierra de

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

evacuación hacia el NE. La ausencia de crecimiento en las capas, se debe probablemente a que la velocidad de sedimentación y la velocidad de subsidencia era la misma, sin embargo, cuando aumentó el aporte de sedimentos y la subsidencia mantuvo su ritmo, comenzaron a formarse los estratos de crecimiento (Plioceno Temprano), por lo que este último proceso indica cuando fue mayor la sedimentación respecto a la subsidencia, y no cuando comenzó la tectónica de gravedad.

PLIOCENO TEMPRANO-PLEISTOCENO

Tectonosecuencia Plio-Pleistoceno (2.56-0.0 m.a.)

Los eventos tectónicos que influyeron en la evolución geológica durante este tiempo son el desplazamiento del Bloque Chortis hacia el oriente, alejándose del Macizo de Chiapas y la paulatina elevación del margen continental del Pacífico. Los altos estructurales de la Sierra de Chiapas se levantaron más (rebote isostático, *PEP-BP, 1994*) debido a que el margen continental inclinado hacia abajo por el Bloque Chortis comenzó a levantarse con la misma velocidad con que el bloque se alejaba, ocasionando que el Macizo y el cinturón plegado y cabalgado de la Sierra de Chiapas (el cual incluía a los sedimentos paleógenos y miocénicos depositados en los depocentros abandonados de la cuenca antifosa) sufrieran mayor erosión aportando una gran cantidad de terrígenos hacia una recién formada cuenca extensional gobernada por tectónica de gravedad (Figura-7.7), la cual tuvo un desarrollo más amplio en la Zona Deformada por Gravedad (Figura-7.2), convirtiéndose en la llamada "continuación de la Subcuenca de Macuspana" (*Miranda-Canseco et al., 1999*). Los espesores depositados durante el Plioceno-Pleistoceno son ampliamente mayores en la Zona Deformada por Gravedad que en la Zona Estable debido a que las minicuevas originadas por evacuación de lutitas estuvieron en mejores condiciones de recibir sedimentos. En este proceso, la Zona Estable probablemente actuó como una zona de "sobrepaso" (bypass) recibiendo muy pocos sedimentos. Así mismo, el gran aporte de sedimentos también se

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

distribuyó hacia el noroccidente, formando una potente cuña clástica progradante que provocó la fase mayor de desplazamiento de las canopies favoreciendo la formación de grandes cuencas de evacuación de sal como la Subcuenca de Comalcalco, localizada al NW fuera del área de estudio (PEP-BP, 1994) (Figura-7.2).

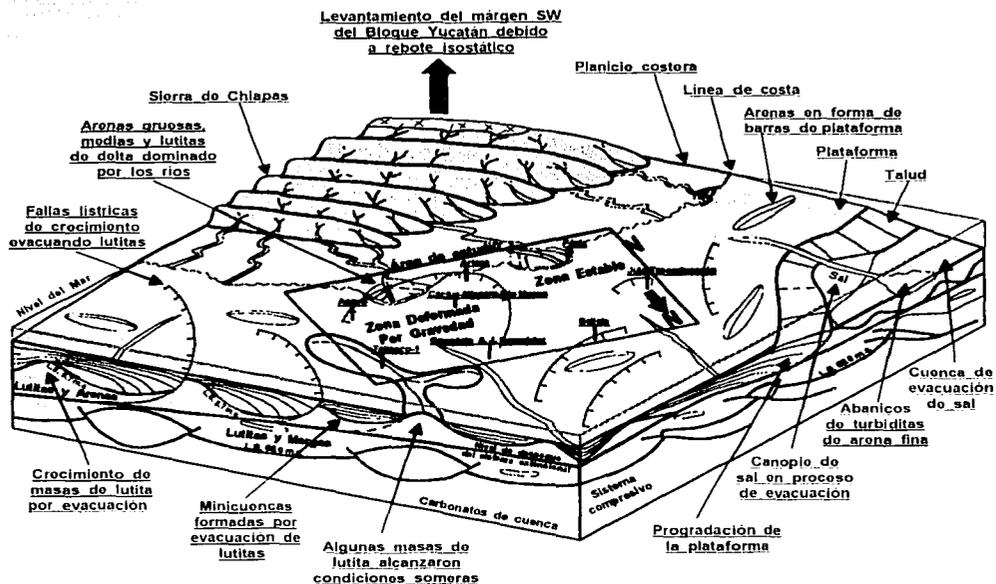


Figura-7.7. Modelo geológico para el Plioceno Temprano.

Los terrigenos aportados presentan un patrón eminentemente progradante y corresponden para el Plioceno Inferior-Medio a arenas en forma de barras de plataforma y sedimentos de deltas dominado por los ríos (excepto en las capas más antiguas de esta Tectonosecuencia, que corresponden a turbiditas) (anexos D, E, F y G), el sistema deltaico se observa con claridad en la Zona Estable en el área comprendida por los campos Jujo-Tecminoacán, Iris y Girdaldas (Línea Regional-1). Para el Plioceno Tardío-Pleistoceno los deltas fluviales probablemente evolucionaron a deltas dominados por el oleaje (Figura-7.8) los cuales debieron desarrollarse paralelos a la línea de costa tal y como sucede actualmente con el delta del río

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Grijalva; conforme avanzó el tiempo todo el sistema continuó progradando favoreciendo los depósitos fluviodeltaicos de arenas de tamaño medio y grueso, en ocasiones llegando a ser conglomeráticas en espesores muy potentes llegando a predominar ampliamente sobre las lutitas.

Una buena parte de estos terrigenos debe tratarse de sedimentos de más de un ciclo, ya que deben haber sufrido el proceso de depósito, exposición, erosión y redepósito en una cuenca nueva. Seguramente el Macizo de Chiapas es la roca madre de todos los siliciclastos depositados en el área y durante todo el Terciario ha sido la principal fuente de aporte de sedimentos, pero debido a que (como ya se ha explicado) estos sedimentos han sido expuestos por diferentes eventos orogénicos (cada evento expuso a sedimentos mas jóvenes), es muy probable que a su vez se hayan constituido en fuente de aporte para sedimentos más jóvenes.

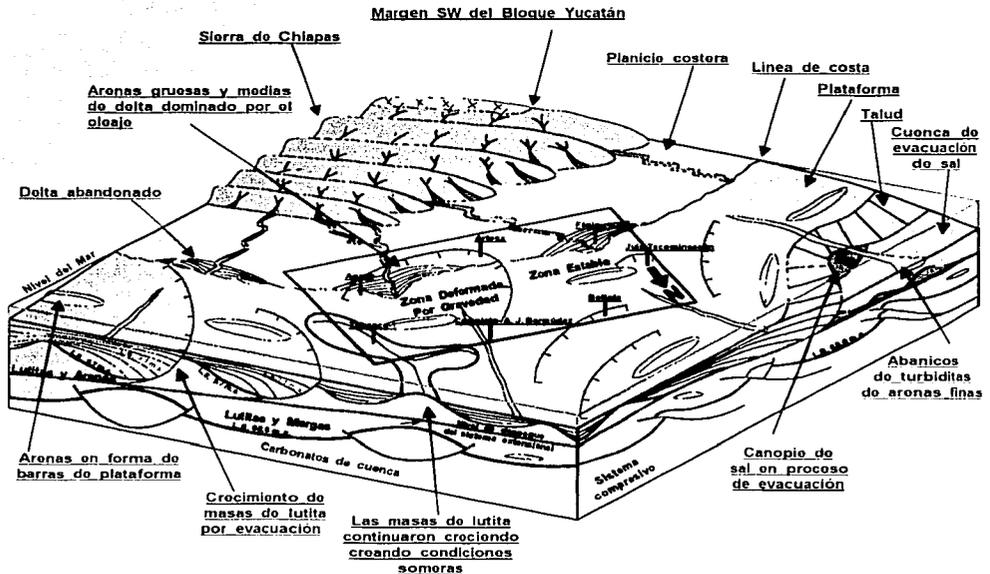


Figura-7.8. Modelo geológico para el Plioceno Tardío

Durante este tiempo tuvo su máximo desarrollo la tectónica extensional, principalmente en la Zona Deformada por Gravedad, donde se acentuó la evacuación de lutitas hacia el NE, formando minicuevas, fallas lístricas de crecimiento, grandes masas de lutitas que se emplazaron en la parte oriental del área de estudio e inversión estructural esta última identificada por las estructuras dómicas y anticlinales muy recientes cerca del Complejo Bermúdez (Figura-5.23). El proceso de evacuación funcionó a través de la gran falla lístrica llamada Falla Topén-Níspero (PEP, 2002), creando una discordancia tectónica y una subcuena que comprende a toda la Zona Deformada por Gravedad, subcuena que como ya se dijo, es la "continuación de la Subcuena de Macuspana" (Miranda-Canseco et al., 1999). La discordancia tectónica es el nivel de despegue del sistema extensional, el cual puede ser correlacionado hacia las Subcuenas vecinas de Comalcalco y Macuspana, así como a la porción conocida como Julivá (al norte del área Chiapas-Tabasco) fuera del área de estudio (Figura-2.1). Así mismo, en la Zona Estable particularmente en el campo Tecominoacán, las fallas lístricas de crecimiento y fallas de colapso están asociadas a un intrusivo salino, y se interpreta, con base en las evidencias sísmicas (Figura-5.14 y Línea Regional-1) que se formaron durante el Plioceno, tiempo en que debió haber ocurrido el empuje del cuerpo salino.

8.- SISTEMA PETROLERO

El objetivo de esta tesis no es determinar los elementos del Sistema Petrolero de los plays terciarios del área de estudio, sin embargo, con la información obtenida del estudio estructural y estratigráfico efectuado para alcanzar el objetivo (determinar la evolución tectónica-sedimentaria de las rocas terciarias del área y definir el modelo geológico) es posible hacer algunos comentarios acerca de la trampa, el sello y de la roca almacén. Respecto a los elementos restantes del Sistema Petrolero como son roca generadora, migración y sincronía, serán comentados con base al resultado de la consulta a la información geoquímica antecedente.

El sistema petrolero es la "máquina del petróleo" que genera y concentra hidrocarburos en una escala de espacio y tiempo geológicos, y se divide en dos subsistemas: Subsistema Generador (roca generadora y características de los hidrocarburos) y Subsistema Migración-Entrampamiento (migración, tipo de trampa-sello y sincronía) (*PEMEX-CHEVRÓN, 1993*). De acuerdo con este criterio se describirá el Sistema Petrolero.

8.1- SUBSISTEMA GENERADOR

El principal subsistema generador de la Cuenca del Sureste está constituido por calizas arcillosas con alto contenido orgánico depositadas en condiciones que varían de reductoras a subóxicas durante el Jurásico Superior Tithoniano (*Sosa-Patrón y Ramírez-Guzmán, 1997; en: Ramírez-Guzmán y Chávez-Valois, 1999*). En ese mismo año *Guzmán-Vega y Mello (1999)*, identificaron y limitaron geográficamente cuatro familias principales de aceites que están relacionados por su edad y por el ambiente de depósito de la roca generadora, de estas familias el Tithoniano fue dividido en 3 subtipos relacionados con rocas fuentes que tienen regímenes depositacionales orgánicamente ricos, de ellos, el subtipo 2b comprende casi

totalmente al área de estudio de esta tesis (Figura-8.1). De esta manera, en el área Chiapas-Tabasco los aceites producidos en yacimientos de edad terciaria están relacionados principalmente a una roca generadora de edad Tithoniano depositada en una rampa carbonatada marina anóxica.

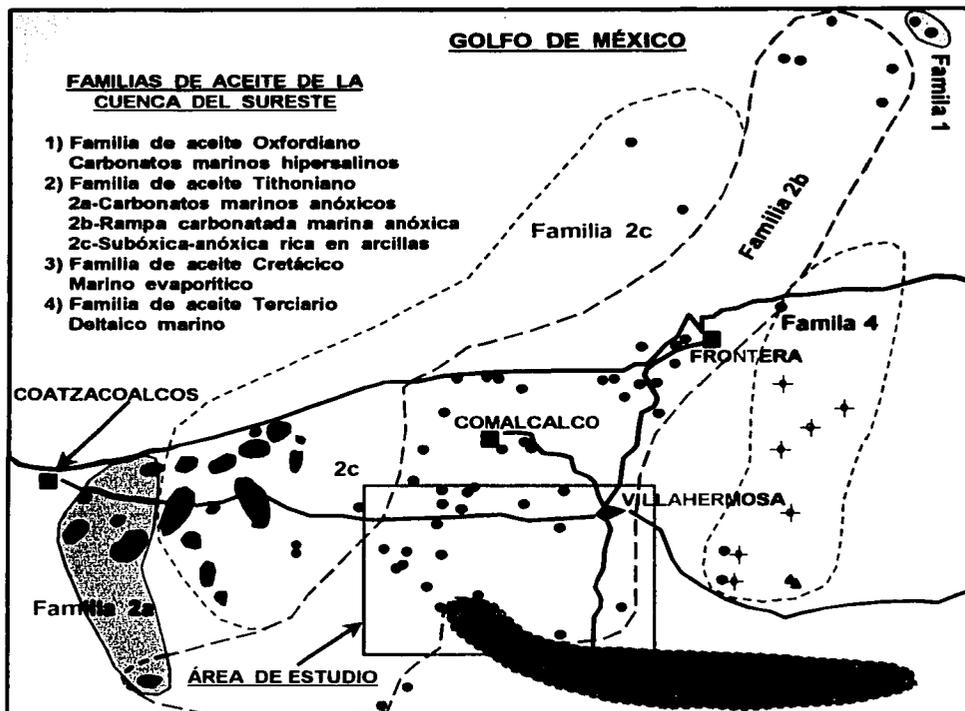


Figura-8.1. Distribución geográfica de las familias de aceite de la Cuenca del Sureste (Guzmán-Vega y Mello, 1999).

Esta roca generadora contiene kerógeno tipo II con riqueza orgánica de hasta 4% de COT, la ventana de generación de hidrocarburos inicia con valores de Ro de 0.4%, el pico de generación de 0.6%, la zona de gas y condensado a partir de 0.8% y la formación de gas seco después de 1.0%, el IH (50 a 100 mg HC/gr COT) y la Tmax (450-475°C) indican que la materia orgánica está prácticamente transformada (Sosa-Patrón y Ramírez-Guzmán, 1997; en: Ramírez-Guzmán y Chávez-Valois, 1999). Los hidrocarburos generados por este subsistema y

almacenados en rocas de edad terciaria del área de estudio varían en cuanto a su gravedad, así en el campo Samaria Terciario se tienen aceites desde 16° hasta 28° API (aceite pesado), el campo Crisol también tiene 16° API, campo Carrizo varía desde 22° API hasta 28° API, campo Artesa presenta 35° API (aceite ligero) lo mismo que el campo Platanal que tiene 36° API y finalmente el campo Agave Terciario presenta el aceite más ligero de 50° API (condensado). La variación en las densidades es probable que sea por procesos diferenciales de madurez térmica y biodegradación (Guzmán-Vega et al., 1995; en: Ramírez-Guzmán y Chávez-Valois, 1999).

8.2.- SUBSISTEMA MIGRACIÓN-ENTRAMPAMIENTO

Las rocas almacenadoras de los campos terciarios del área consisten de arenas silíceas de edad Mioceno Medio en el campo Artesa y también de arenas silíceas de edad Plio-Pleistoceno en los campos Carrizo (aunque existe la posibilidad que algunas rocas almacenadoras de este campo sean de edad Mioceno Superior), Crisol, Gusano, Platanal y Samaria Terciario, y por brechas carbonatadas de edad Eoceno presentes solamente en el campo Agave Terciario.

En el estudio petrográfico (efectuado por el autor de esta tesis) del proyecto Plays Terciarios del Activo Reforma-Comalcalco (PEP, 2002), se estudiaron muestras de arenas de edad Plioceno-Pleistoceno de los pozos Carrizo-25, Jaguacapa-1 y Saramako-1 (Figura-8.2). El primer pozo pertenece a un campo terciario registrado (campo Carrizo) y los otros dos aunque no forman parte de un campo sus muestras son de la misma edad que la roca almacén de los campos terciarios considerados en esta tesis por lo que nos dan una idea de sus características petrográficas. Las muestras fueron descritas como arenas de grano fino a medio, angulares a subangulares, color blanco a gris y composicionalmente corresponden a arcosas y subarcosas, presentando porosidad de 30% de tipo intergranular con buena permeabilidad (Figura-8.3). La profundidad del yacimiento varía de acuerdo al campo, así, en el campo Agave Terciario varía de 3923 a 4353m con espesores de

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

32 a 40m, en el Campo Artesa se tiene el yacimiento entre 1973 y 2070m con espesores de 7 y 13m, en el campo Carrizo el yacimiento está entre 690 y 2362m con espesores de 2 a 8 m, Campo Crisol tiene el yacimiento entre 984 y 1312m con espesores entre 4 y 10m, el campo Gusano tiene el yacimiento de 884 a 893m con espesor de 9m, el campo Platanal tiene su yacimiento entre 1119 y 3348m con espesores de 3 a 4m y finalmente el campo Samaria Terciario tiene el yacimiento a una profundidad que varía de 800 a 3550m, con espesores de 4 a 12m.



Figura-8.2. Localización de las arenas de edad Plio-Pleistoceno estudiadas petrográficamente.

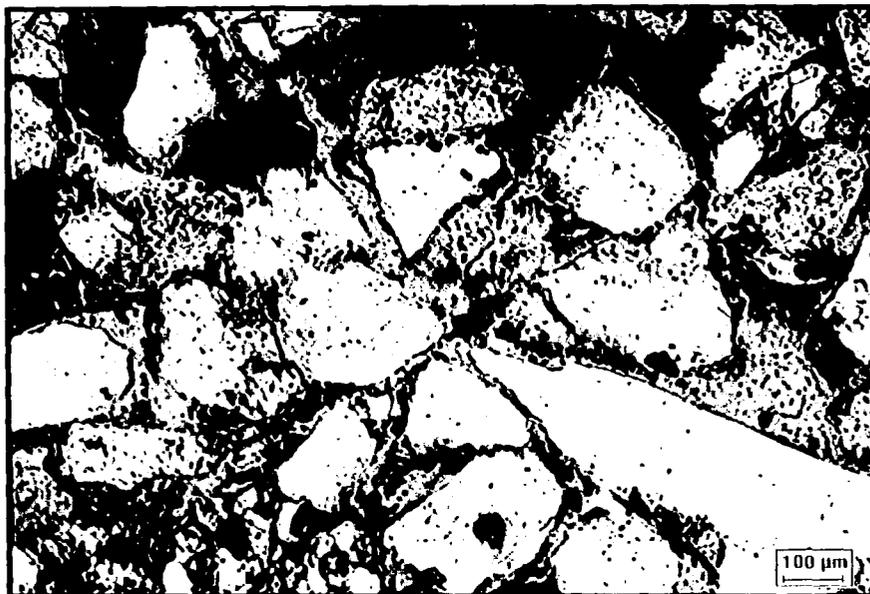


Figura-8.3. Muestra del pozo Carrizo-25. Núcleo-13, PI (580-586m). Arena arcósica que varía a arena arcósica lítica. 4X, luz natural.

En cuanto a las trampas de los yacimientos terciarios, todas son de tipo estructural y han sido gobernadas por compresión debida a tectónica de gravedad (evacuación de lutitas) o a tectónica compresiva (evento Chiapaneco) formando anticlinales con su núcleo constituido por un domo de lutita (campo Carrizo), anticlinal por inversión estructural (campos Crisol y Gusano), anticlinales segmentados por la discordancia tectónica (campo Agave Terciario y Artesa) y anticlinal por evacuación de lutitas (campos Platanal y Samaria Terciario).

Campo Agave Terciario.- Se trata de una estructura compresiva anticlinal segmentada por una discordancia tectónica. Es muy posible que la trampa se haya formado durante la fase principal del evento Chiapaneco (Mioceno Medio-Tardío) y posteriormente fue segmentada por la discordancia tectónica iniciando este proceso quizás en el Plioceno Temprano y terminando en un tiempo muy reciente, probablemente durante el Pleistoceno Tardío (Figura-8.4).

Campo Artesa.- La trampa es una estructura compresiva anticlinal con echado suave segmentado por una discordancia tectónica. El yacimiento fue plegado durante la fase principal del evento Chiapaneco (Mioceno Medio-Tardío) y tiempo después fue segmentado por el paso de la evacuación de lutitas a través de una discordancia tectónica, este último proceso fue continuo iniciando posiblemente en el Plioceno Temprano y terminando probablemente durante el Pleistoceno Tardío (Figura-8.5).

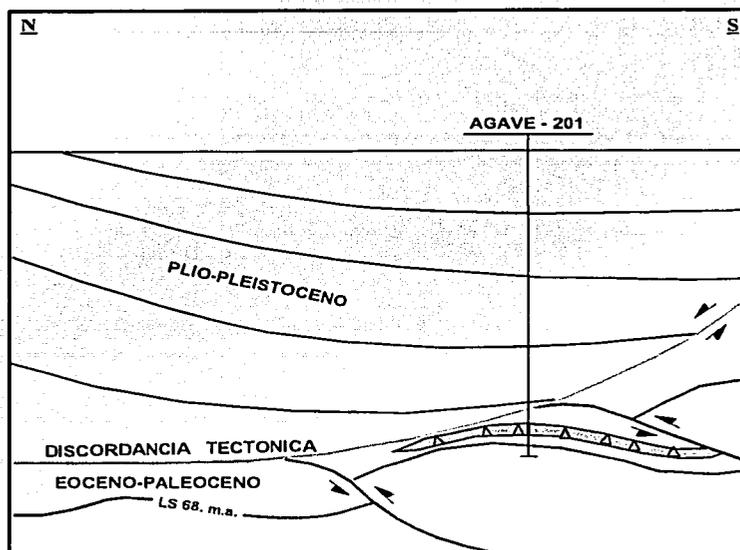


Figura-8.4. Sección esquemática del campo Agave Terciario.

Campo Carrizo.- Es una estructura compresional anticlinal debida a tectónica extensional, el anticlinal se formó por el crecimiento de una estructura dómica constituida por lutitas. En un ambiente extensional, las fuerzas distensivas no propagan infinitamente la extensión, en algún punto ejercerán compresión y en el caso del campo Carrizo, estas fuerzas chocaron contra la estructura del Complejo Bermúdez que en este caso se comportó como un contrafuerte formando la estructura compresiva mencionada. La trampa se formó poco tiempo después del inicio de la evacuación de lutitas, o sea durante el Plioceno-Pleistoceno (Figura-8.6).

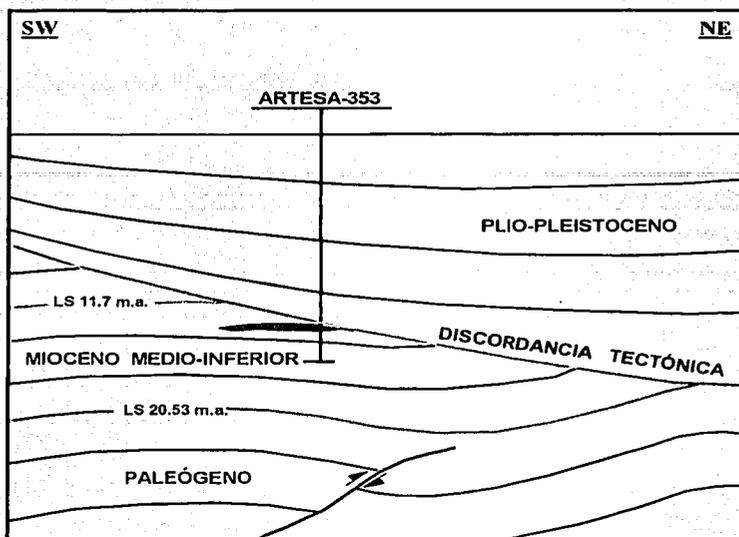


Figura-8.5. Sección esquemática del campo Artesa.

Campo Platanal.- La trampa es una estructura compresional anticlinal debida a tectónica extensional, este anticlinal ha sido formado por el efecto compresivo de la evacuación de lutitas, efecto que ya fue explicado anteriormente en los comentarios al campo Carrizo. La trampa se formó al igual la del campo Carrizo, poco tiempo después de la evacuación de lutitas, o sea durante el Plioceno-Pleistoceno (Figura-8.6).

Campo Crisol.- Esta estructura es de tipo anticlinal debida a inversión estructural por tectónica extensional. Originalmente se desarrollaron estratos de crecimiento seguramente en una falla normal lítrica y posteriormente, la evacuación de lutitas causó un efecto compresivo por extensión (mismo efecto que en el campo Carrizo) plegando los estratos y provocando que capas que deben estar en una posición baja se encuentren ahora en una posición alta. La trampa se formó en un tiempo posterior al de las fallas normales lítricas por lo que la edad probablemente sea Plioceno Medio-Pleistoceno (Figura-8.7).

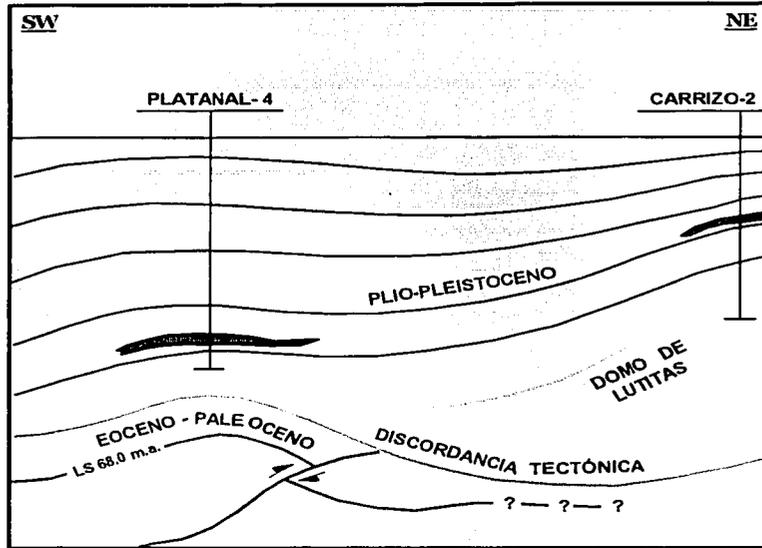


Figura-8.6. Sección esquemática de los campos Carrizo y Platanal.

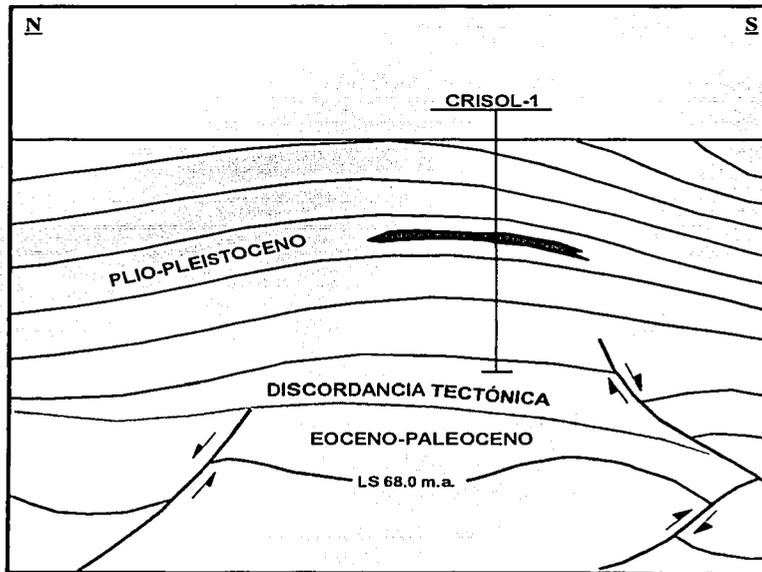


Figura-8.7. Sección esquemática del campo Crisol.

Campo Gusano.- Se trata de una estructura en forma de anticlinal debida a inversión estructural causada por tectónica extensional. En esta trampa se observa que en una etapa inicial se formaron estratos de crecimiento en una zona de subsidencia (probable minicuenca) y posteriormente, el proceso de evacuación de lutitas causó un efecto compresivo por extensión (mismo efecto que en el campo Carrizo) plegando los estratos y provocando que capas que deberían estar en una posición baja se encuentren ahora en una posición inversa. La trampa se formó poco después del inicio de la evacuación por lo que la edad probablemente sea Plioceno-Pleistoceno (Figura-8.8).

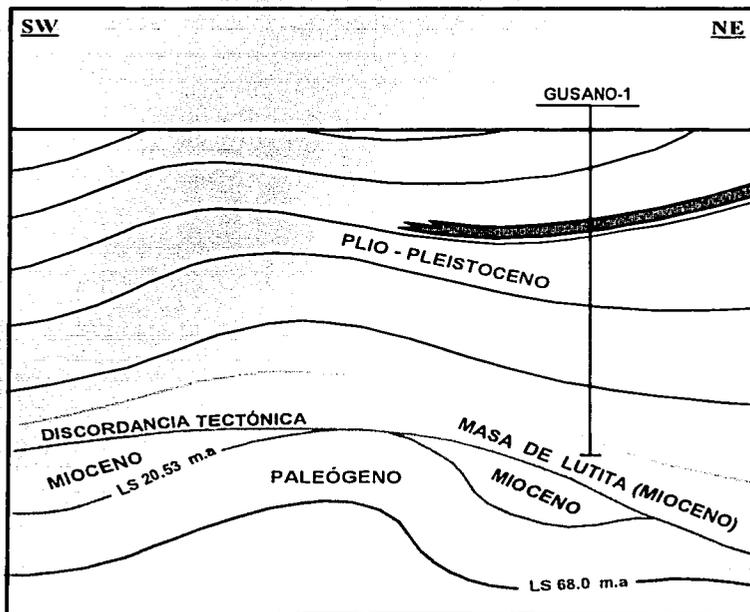


Figura-8.8. Sección esquemática del campo Gusano.

Campo Samaria Terciario.- La trampa es una estructura compresional anticlinal debida a tectónica extensional, este anticlinal debe su origen al efecto compresivo de la evacuación de lutitas, efecto que ya fue explicado anteriormente en los comentarios al campo Carrizo. La trampa se formó al igual que los campos

Carrizo y Platanal, poco tiempo después de la evacuación de lutitas, o sea durante el Plioceno-Pleistoceno (Figura-8.9).

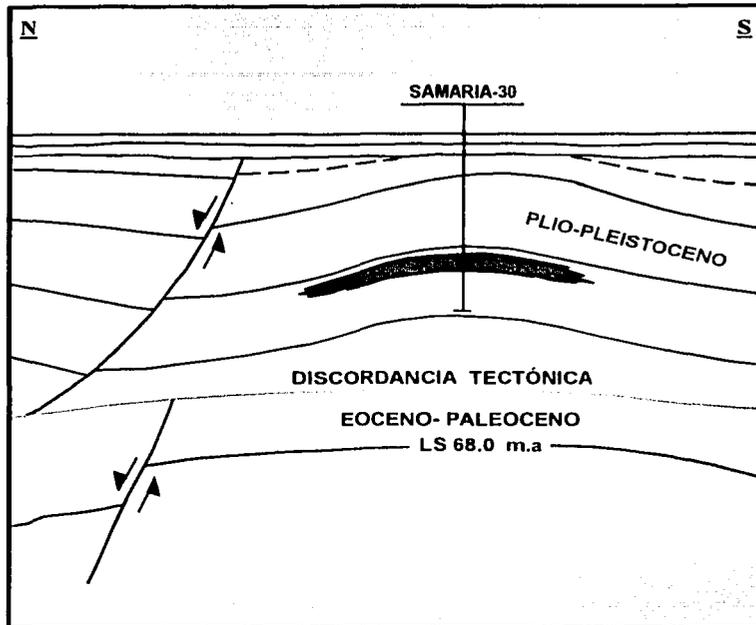


Figura-8.9. Sección esquemática del campo Samaria Terciario.

Respecto a la roca sello, hasta ahora no existen estudios detallados que determinen su calidad y eficiencia, sin embargo es conocido de todos que los sellos de las rocas almacén terciarias son las capas arcillosas intercaladas entre ellas, así como cambios laterales de facies de arenas a lutitas (Ramírez-Guzmán y Chávez-Valois, 1999).

En cuanto a la generación de los aceites del subsistema generador Tithoniano, esta inicia en el área de la Plataforma Carbonatada Artesa-Mundo Nuevo (campos Artesa, Mundo Nuevo, Iris, Girdaldas, Figura-5.2), a fines del Cretácico Tardío y se hace más joven hacia el norte, hasta fines del Mioceno. La expulsión sigue un patrón similar siendo más temprana al sur del área de estudio durante el Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano, y más tardía al norte durante el Mioceno Tardío-

Pleistoceno (*Ramírez-Guzmán y Chávez-Valois, 1999*). Respecto a la migración, el simple razonamiento de que las acumulaciones de hidrocarburos (de los yacimientos terciarios) en el área de estudio se encuentran principalmente en rocas de edad Plioceno-Pleistoceno y probablemente Mioceno y la roca generadora es de edad Tithoniano sugiere rutas verticales como mecanismo principal de migración secundaria (*Guzmán-Vega y Mello, 1999*).

Con base a lo anterior la sincronización de los eventos ocurrió de la siguiente manera: generación de los hidrocarburos durante el Mioceno, expulsión durante el Mioceno Tardío-Pleistoceno, formación de la trampa durante el Mioceno Medio-Pleistoceno y preservación de los hidrocarburos desde el Plioceno hasta el Reciente.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

9.-CONCLUSIONES

TECTÓNICAS-ESTRUCTURALES

- El choque del Bloque Chortis contra el Bloque Yucatán es la causa de la deformación compresiva durante el Paleógeno y Mioceno, mientras que la deformación distensiva inició probablemente en el fin del Mioceno Tardío y se intensificó en el Plioceno Temprano cuando sucedió el rebote isostático del margen sur del Bloque Yucatán, debido a que el Bloque Chortis se alejaba.
- El área de estudio formó parte de una cuenca antefosa en el Paleógeno y Mioceno, y para el Plioceno y Pleistoceno de una cuenca tipo extensional de relleno pasivo.
- Se identificaron dos zonas principales llamadas: Zona Deformada por Gravedad, localizada al oriente, y Zona Estable, ubicada al poniente, la diferencia entre ellas es la deformación gravitacional.
- En la Zona Deformada por Gravedad se identificó un rasgo tectónico que *García-Molina (1994)* nombró "pseudodiscordancia", pero que en este trabajo se le llama "discordancia tectónica", la cual en esa zona es el plano de una gran falla normal ístrica de crecimiento llamada Falla Topén-Níspero (*PEP, 2002*).
- La discordancia tectónica separa el sistema compresivo (abajo de la discordancia) del extensional (arriba de la discordancia), además es el nivel de despegue de este último. Este nivel puede ser correlacionado a las Subcuencas de Comalcalco y Macuspana, así como al norte del área Chiapas-Tabasco.
- En el área de estudio el estilo estructural de las tectonosecuencias Paleógeno y Mioceno Temprano-Medio es compresivo, además, las fallas inversas asociadas, exclusivamente se presentan en la Tectonosecuencia Paleógeno y no afectan a las tectonosecuencias sobreyacientes.

- En la Zona Estable el estilo estructural de la Tectonosecuencia Mioceno Tardío es compresivo, excepto en el campo Tecominoacán donde presenta estilo distensivo por efecto de una intrusión salina.
- Durante el Mioceno Tardío se depositaron los estratos denominados "de crecimiento" por *Aranda-García (1999)*, llamados así porque se depositaron en los flancos de los anticlinales que estaban creciendo.
- El estilo estructural de la Tectonosecuencia Plió-Pleistoceno es distensivo en toda el área de estudio, presentando mayor efecto gravitacional en la Zona Deformada por Gravedad.
- Las masas de sal presentan una etapa de evolución avanzada y son de tipo diapírico, probablemente canopies, asociadas a ellas se encuentran rollovers y fallas de colapso.
- Las masas de lutita son de tipo cóncavo y diapírico y se localizan exclusivamente en la porción NE del área de estudio; asociadas a ellas se encuentran estructuras rollover, truncaciones, minicuencas con migración de depocentros y soldaduras de lutita.
- La densidad es la única propiedad semejante entre la lutita y la sal y sorprendentemente no cambia con la profundidad. Por esta razón, la lutita es susceptible de evacuarse o desplazarse de la misma manera que la sal, principalmente por carga diferencial, y llegar a formar masas tan complicadas como las de sal.
- La evacuación de lutitas es el proceso responsable de que en la Zona Deformada por Gravedad se encuentre ausente una gran parte de la columna geológica terciaria. La evacuación sucedió cuando las lutitas inestables comenzaron a desplazarse por el peso de las arenas (carga diferencial) a través

del plano de la Falla Topén-Níspero (PEP, 2002), el cuál ha cortado al sistema compresivo preexistente evacuando hacia el NE lutitas y areniscas, que constituyen a las grandes masas de lutitas.

- Los eventos compresivos actuaron durante el Cretácico Tardío, Mioceno Temprano y Mioceno Medio-Plioceno Medio, la etapa principal inició en el fin del Mioceno Medio y terminó a fines del Mioceno Tardío. Durante esta última etapa se formaron las grandes estructuras que hoy constituyen los principales campos petroleros del SE de México.
- La tectónica de gravedad sucedió probablemente desde el fin del Mioceno Tardío y posiblemente continúa hasta nuestros días. A lo largo de este tiempo se formó la Zona Deformada por Gravedad (que constituye la “continuación de la Subcuenca de Macuspana”, Miranda-Canseco et al., 1999), así como la discordancia tectónica, las masas de lutitas y sus estructuras asociadas.
- La “continuación de la Subcuenca de Macuspana” no es producto de evacuación de sal como proponen Miranda-Canseco et al. (1999), sino que es producto de evacuación de lutitas.

ESTRATIGRÁFICAS

- Por definición las “formaciones” son unidades litoestratigráficas y deben reconocerse litológicamente, sin embargo, siempre se han reconocido paleontológicamente, por lo que el uso de las unidades “formacionales” ha sido de manera informal.
- No existe correlación al integrar los datos de las “formaciones” con la sísmica, por lo que su uso es inadecuado, empleándose en su lugar la estratigrafía secuencial dentro de un marco cronoestratigráfico.

- Se identificaron cuatro Tectonosecuencias llamadas Paleógeno (68.0-20.53 m.a.), Mioceno Temprano-Medio (20.53-11.7 m.a.), Mioceno Tardío (11.7-5.73 m.a.) y Plio-Pleistoceno (5.73-0.0 m.a.).
- Las Tectonosecuencias Paleógeno, Mioceno Temprano-Medio y Mioceno Tardío se distribuyen principalmente en la Zona Estable, mientras que en la Zona Deformada por Gravedad se encuentran parcial o totalmente ausentes debido a evacuación de lutitas.
- La Tectonosecuencia Plio-Pleistoceno se distribuye en toda el área de estudio presentando espesores muy diferentes, en la Zona Estable el espesor máximo es de 1930m, mientras que en la Zona Deformada por Gravedad el espesor máximo es de 5560m.
- El proceso de evacuación de lutitas generó en la Tectonosecuencia Plio-Pleistoceno falsas terminaciones downlap y onlap asociadas a una también falsa progradación hacia el sur.
- Las brechas carbonatadas depositadas durante el Paleoceno y Eoceno, que se encuentran en las cercanías de la plataforma cretácica de Artesa-Mundo Nuevo, provienen del borde norte de la plataforma que en ese tiempo estuvo expuesto.
- En el Paleógeno las rocas depositadas son de aguas profundas como lutitas, margas, algunas turbiditas de arenas finas y arcillas y flujos de carbonatos. Durante el Mioceno Temprano-Medio y Mioceno Tardío los sedimentos también son de aguas profundas depositándose lutitas y flujos de turbiditas, pero para el Plioceno y Pleistoceno el aporte de arenas aumenta impresionantemente, depositándose principalmente en forma de barras de plataforma, depósitos de playa, sistemas de deltas dominados por los ríos y por el oleaje y sistemas fluviales.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

- De acuerdo con *Ricoy-Saldaña (1989)*, las Subcuencas de Macuspana, Comalcalco y área Chiapas Tabasco forman parte de una misma cuenca (Cuenca del Sureste), misma que ha evolucionado desde el Mesozoico.

ECONÓMICO-PETROLERAS

- En el área de estudio los aceites producidos en yacimientos de edad terciaria son de densidades que varían desde 16° hasta 50° API y se interpreta que están relacionados a una roca generadora de edad Tithoniano.
- Los yacimientos terciarios del área tienen como roca almacén arenas siliciclásticas de edad Mioceno Medio a Plio-Pleistoceno, excepto el campo Agave que tiene roca almacén carbonatada de edad Eoceno.
- Los yacimientos terciarios están formados por trampas estructurales debidas a compresión por tectónica de gravedad (evacuación de lutitas) o por tectónica compresiva (evento Chiapaneco).
- La sincronía de eventos que hizo posible la existencia de los yacimientos terciarios del área es la siguiente: generación de hidrocarburos durante el Mioceno, formación de la trampa durante el Mioceno Medio-Pleistoceno, expulsión de hidrocarburos en el Mioceno Tardío-Pleistoceno y preservación desde el Plioceno hasta el Reciente.

TESIS CON
FALLA DE CUBIERTA

BIBLIOGRAFÍA

- ✓ Aranda-García, M., 1999. Evolution of neogene contractional growth structures, southern Gulf of México. Master Thesis. University of Texas at Austin. 169 p.
- ✓ Bally A. W. y S. Snelson, 1980. Realms of subsidence: en A. D. Miall, editor, Facts and principles of world petroleum occurrence. Canadian Society of Petroleum Geologist. Memoir 6, p. 9-94.
- ✓ Basurto-Borbolla G., (1992). Tectónica salina y su expresión sísmica en el sureste de México y sur del Golfo de México. Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, 94 p.
- ✓ Bates R. L. y J. A. Jackson (eds.), 1987. Glossary of Geology. American Geological Institute. Alexandria, Virginia, USA.
- ✓ Bruce C. H., 1973. Pressured shale and related sediment deformation: mechanism for development of regional contemporaneous faults. AAPG Bulletin, V. 57, No. 5, p. 878-886.
- ✓ Cabrera-Castro R. y J. E. Lugo-Rivera., 1984. Estratigrafía-Sedimentología de las Cuencas Terciarias del Golfo de México. Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, V. XXXVI, No. 2, p. 3-55.
- ✓ Condie Kent C., 1989. Plate tectonics and crustal evolution. Pergamon Press.
- ✓ Damon P. E., Shafiqullah M. y Clark K. F., 1981. Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis. Revista del Instituto de Geología, UNAM, V. 5, No. 2, p. 223-238.

- ✓ Delgado-Argote L. A. y E. A. Carballido-Sánchez, 1990. Análisis tectónico del sistema transpresivo neogénico entre Macuspana, Tabasco, y Puerto Ángel, Oaxaca. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, V. 9, No. 1, p. 21-32.
- ✓ Dickinson W. R., 1976. Plate tectonic evolution of sedimentary basins. AAPG Continuing Education Course Notes Series No. 1, 62p.
- ✓ Dromgoole P. y A. Pepper (eds.), 1990, Petroleum Geoscience Handbook, BP Exploration Company Limited., inédito.
- ✓ Einsele G., 1992. Sedimentary basins, evolution, facies and sediment budget. Libro editado por Springer-Verlag, Parte III, Capítulo-8, Subcapítulo 8.5, Foreland Basins, p. 341-343.
- ✓ Ferrusquía-Villafranca I., 1996. Contribución al conocimiento geológico de Chiapas—El área Ixtapa-Soyaló. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 109, 130 p.
- ✓ García-Molina G., 1994. Structural evolution of SE México (Chiapas-Tabasco-Campeche) offshore and onshore, Ph. D. Dissertation, Rice University, 150p.
- ✓ García-Reynoso A., Herrera-Soto M. y Escamilla-Herrera A., 1989. Estudio sedimentológico del Terciario en el prospecto Cuenca de Comalcalco, Tab. IMP, Proyecto C-3042, 64p., Inédito.
- ✓ Gilreath J. A., 1968. Electric-log characteristics of diapiric shale; en: Diapirism and diapirs: AAPG, Memoir 8, p. 137-144.
- ✓ Guzmán-Vega M. A. y M. R. Mello, 1999. Origin of oil in the Sureste Basin, Mexico. AAPG, Bulletin V. 83, No. 7, p. 1068-1095.

- ✓ Haq B. U., Hardenbol J. y Vail P. R., 1987. Mesozoic-Cenozoic cycle chart. Version 3.1; en: Chronology of fluctuating sea levels since Triassic. Science, V. 235, p. 1156-1166.
- ✓ Hardenbol J., Thierry J., Farley M. B., Jacquin T., De Graciansky P. Ch. y Vail P. R. 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphic of european basins. SEPM, Special Publication No. 60.
- ✓ Ingersoll R. V., 1988. Tectonics of sedimentary basins. Geological Society of America Bulletin, V. 100, p. 1704-1719.
- ✓ Jenyon M. K., 1986. Salt Tectonics. Elsevier Science Publishers LTD. 191 p.
- ✓ Klemme H. D., 1980. The geology of future petroleum resources. Revue de l'Institut Francaise du Pétrole. Mars-Avr., V. 35, No. 2, p. 337-349.
- ✓ Kohl B., 1985. Early Pliocene benthic foraminifers from the salina basin, southeastern Mexico, Bulletin of American Paleontology, V. 88, No. 322. 156 p.
- ✓ López-Ramos E., 1983. Geología de México. Tomo III, 453 p.
- ✓ Miranda-Canseco E., Ruiz-Osorio A., Castillo-Rodríguez T., Mata-Jurado M. E., Granado-Cruz L. y Marín-Sosa C., 1999. Análisis Estructural-Estratigráfico e Importancia Económica del extremo SW de la Cuenca Macuspana (Proyecto Reforma). Asociación de Ingenieros Petroleros de México, V. XXXIX, No. 6, p. 29-34.
- ✓ Molina-Garza R. S., Van Der Voo R. y Urrutia-Fucugauchi J., 1992. Paleomagnetism of the Chiapas massif, southern Mexico: evidence for rotation of the Maya Block and implications for the opening of the Gulf of Mexico. Geological Society of America, Bulletin, V. 104, p. 1156-1168.

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

- ✓ Musgrave A. W., y W. G. Hicks, 1968. Outlining shale masses by geophysical methods; en: Diapirism and diapirs. AAPG, Memoir 8, p. 122-136.
- ✓ Oviedo-Pérez. A. E., 1996, Evolución neógena de las Cuencas Terciarias del Sureste. Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, 91p.
- ✓ PEMEX-CHEVRON, 1993. Proyecto de la Cuenca del Sureste: informe final, Tomo I, 110 p., 92 fig., (inédito).
- ✓ PEMEX, 1999. Petróleos Mexicanos. Annual Report of 1998. Reporte interno, 68 p., (inédito).
- ✓ PEP, 1995. Tabla de alcances estratigráficos de los principales foraminíferos planctónicos del Terciario. Trabajo interno por biólogos de las regiones sur y marina. Inédito.
- ✓ PEP, 1999. Pemex Exploración y Producción. Las reservas de hidrocarburos en México. V. 1, (inédito).
- ✓ PEP-BP, 1994. Pemex Exploración y Producción-British Petroleum. Proyecto Cuencas Terciarias del Sureste y área Marbella. Pemex, 297 p., (inédito).
- ✓ PEP, 2002. Proyecto Plays Terciarios del Activo de Exploración Reforma-Comalcalco. Región Sur. Inédito.
- ✓ Quezada-Muñetón, J. M., 1990. El Cretácico Medio-Superior y el límite Cretácico Superior-Terciario Inferior en la Sierra de Chiapas, AMGP, Boletín, V. XXXIX, No. 1, 98 p.

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

- ✓ Pindell J. L., Cande S. C., Pitman III W. C., Rowley D. B., Dewey J. F., Labrecque J. y Haxby W., 1988. A plate kinematic framework for models of caribbean evolution. *Tectonophysics*, No. 155, p. 121-138.
- ✓ Ramírez-Guzmán F. y V. M. Chávez-Valois, 1999. El sistema petrolífero como herramienta para la revitalización de la Cuenca del Sureste, México. 12 p., Inédito.
- ✓ Ricoy-Saldaña J. U., 1989. Tertiary terrigenous depositional systems of the mexican isthmus basins. Ph. D. dissertation, The University of Texas at Austin, 145p.
- ✓ Ross M. I. y C. R. Scotese, 1988. A hierachical tectonic model of the Gulf of Mexico and caribbean region. *Tectonophysics*, 155, p. 139-168. Elsevier Science Publishers B. V. Amsterdam-Printed in The Netherlands.
- ✓ Santiago-Acevedo J. y A. Baro-Santos, 1992. Mexico's giant fields, 1978-1988 decade. *AAPG Memoir* 54, p. 73-99.
- ✓ The North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983. North American Stratigraphic Code. *AAPG, Bulletin* V. 67, No. 5, p. 841-875.
- ✓ Vail P. R. y R. M. Mitchum, Jr., 1977a. Seismic Stratigraphy and global changes of sea level, part 1: Overview; en: Payton Ch. E. (editor), *Seismic Stratigraphy applications to hydrocarbon exploration*. *AAPG, Memoria* 26, p. 51-52..
- ✓ Vail P. R., R. M. Mitchum, Jr., y S. Thompson, III, 1977b. Seismic Stratigraphy and global changes of sea level, part 4: Global cycles of relative changes of sea level; en: Payton Ch. E. (editor), *Seismic Stratigraphy applications to hydrocarbon exploration*. *AAPG, Memoria* 26, p. 83-97.

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

- ✓ Varela-Santa Marfa, M., 1995. Una plataforma aislada en el sureste de México. Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, 194p.

- ✓ Xiao, H. y J. Suppe, 1992. Origin of rollover. AAPG Bulletin, V. 76, No. 4, p. 509-529.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Límite del Estudio

L-5/SS25

NW

Tecominoacán-132

Cuatajapa-101A

Chaya-1

Tecominoacán-111

Tecominoacán-488

PT 540

501

462

420

381

342

300

261

222

1.0 seg

2.0 seg

3.0 seg

4.0 seg

5.0 seg

LS 5.73 m.a.

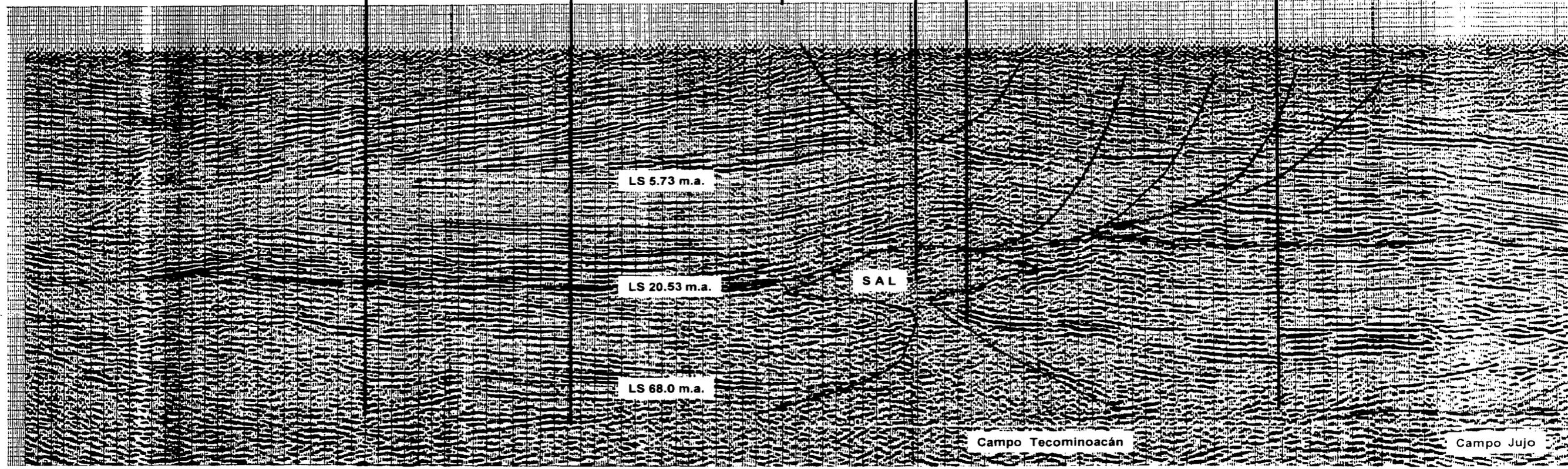
LS 20.53 m.a.

LS 68.0 m.a.

SAL

Campo Tecominoacán

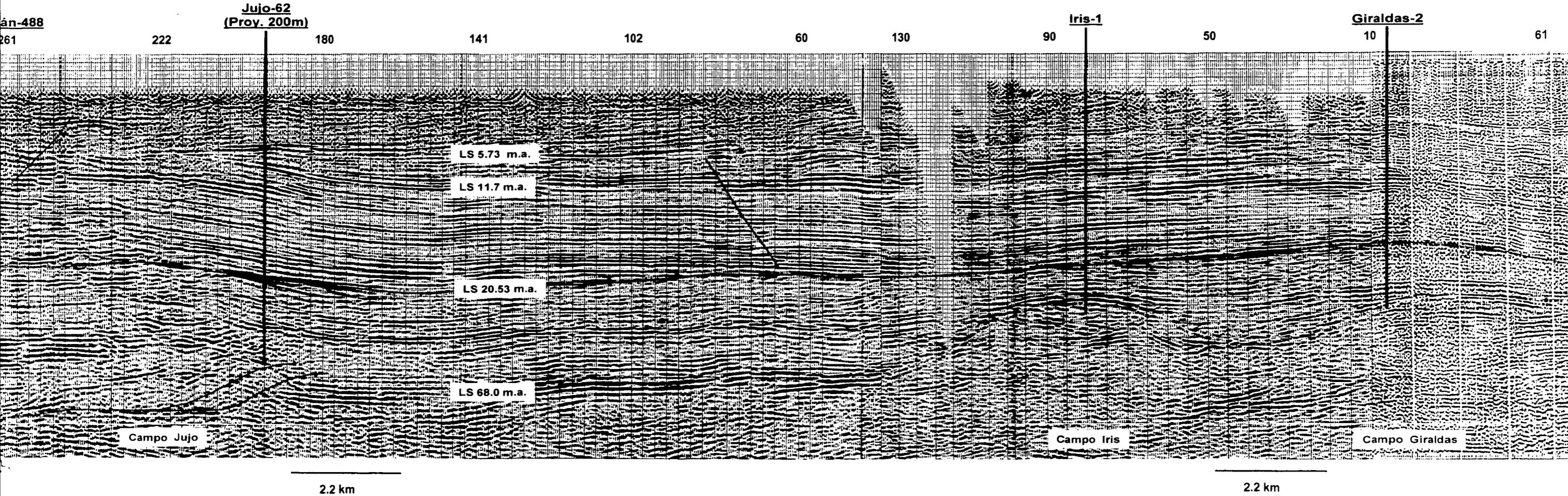
Campo Jujo



LÍNEA REGIONAL - 1

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

L-1/SS25

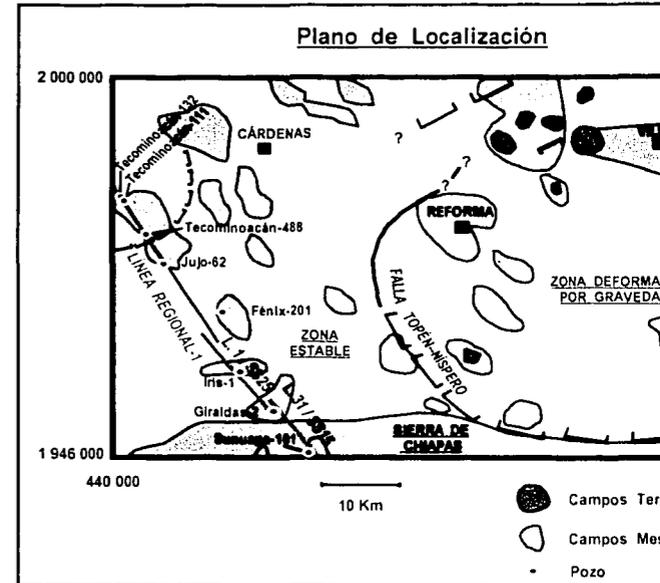
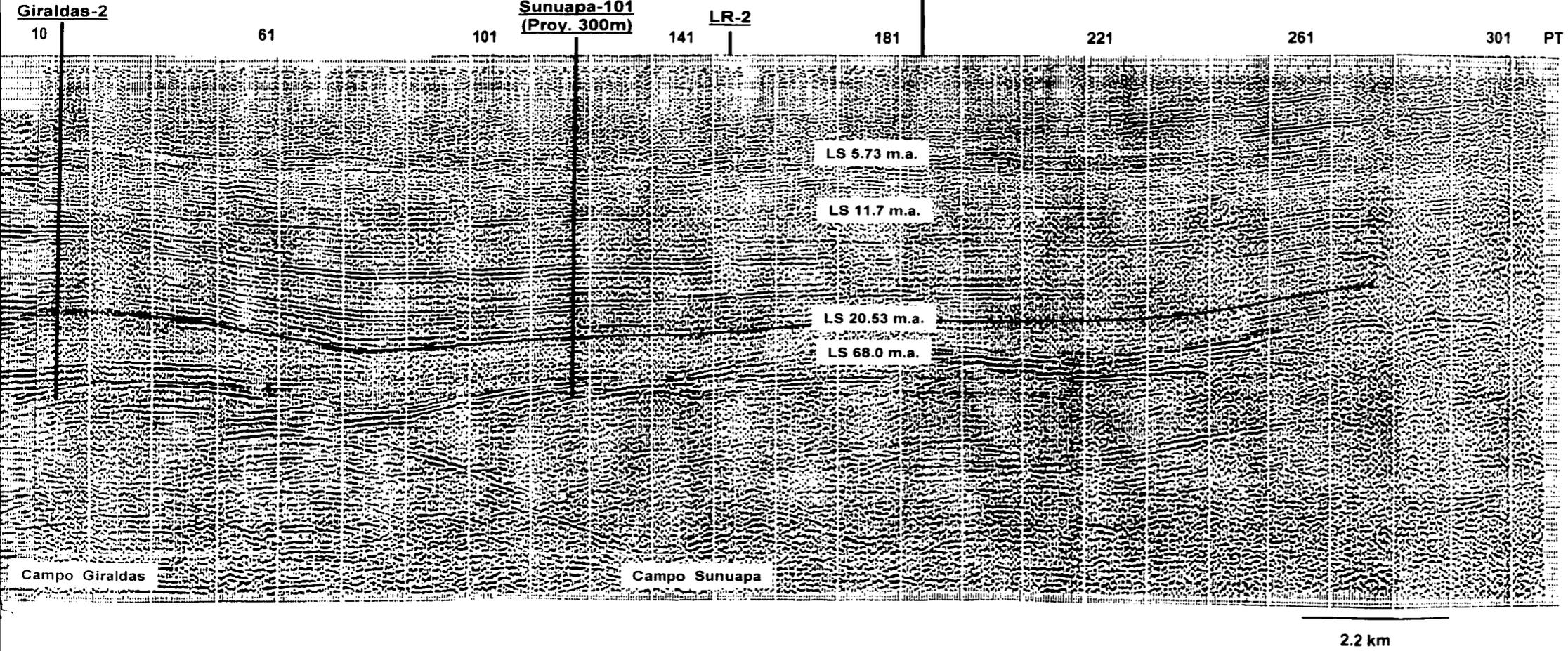


TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

L-31/SS15

Limite del Estudio

SE



Autor : Jesús Fernando González

Escala horizontal aproximada 1 :

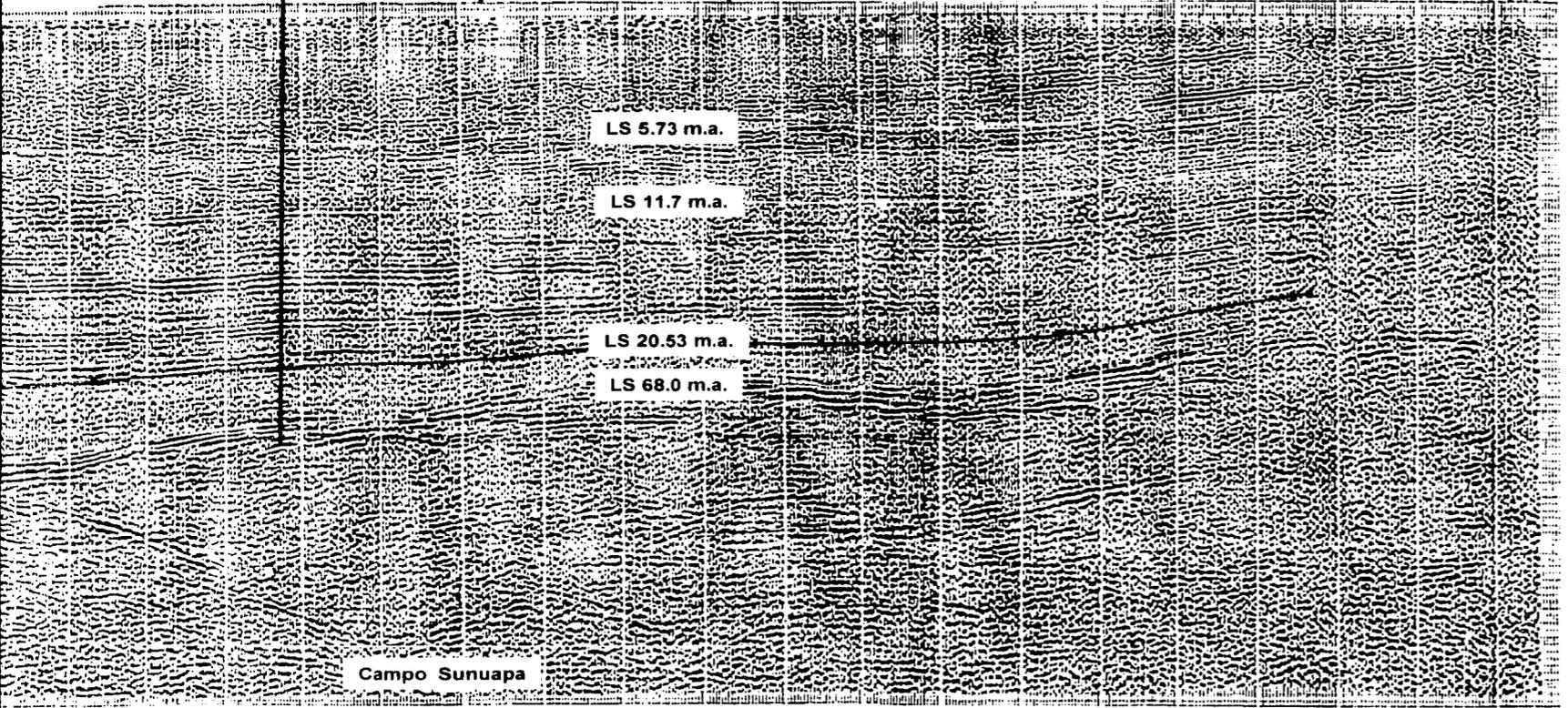
Fecha : Septiembre de 2002

L-31/SS15

SE

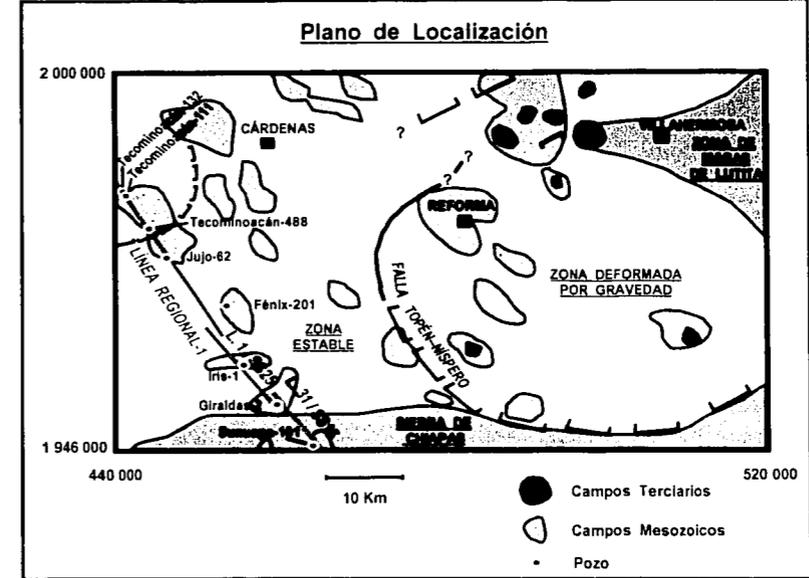
Límite del Estudio

Sunuapa-101 (Proy. 300m) 101 141 LR-2 181 221 261 301 PT



2.2 km

TESIS CON FALLA DE ORIGEN



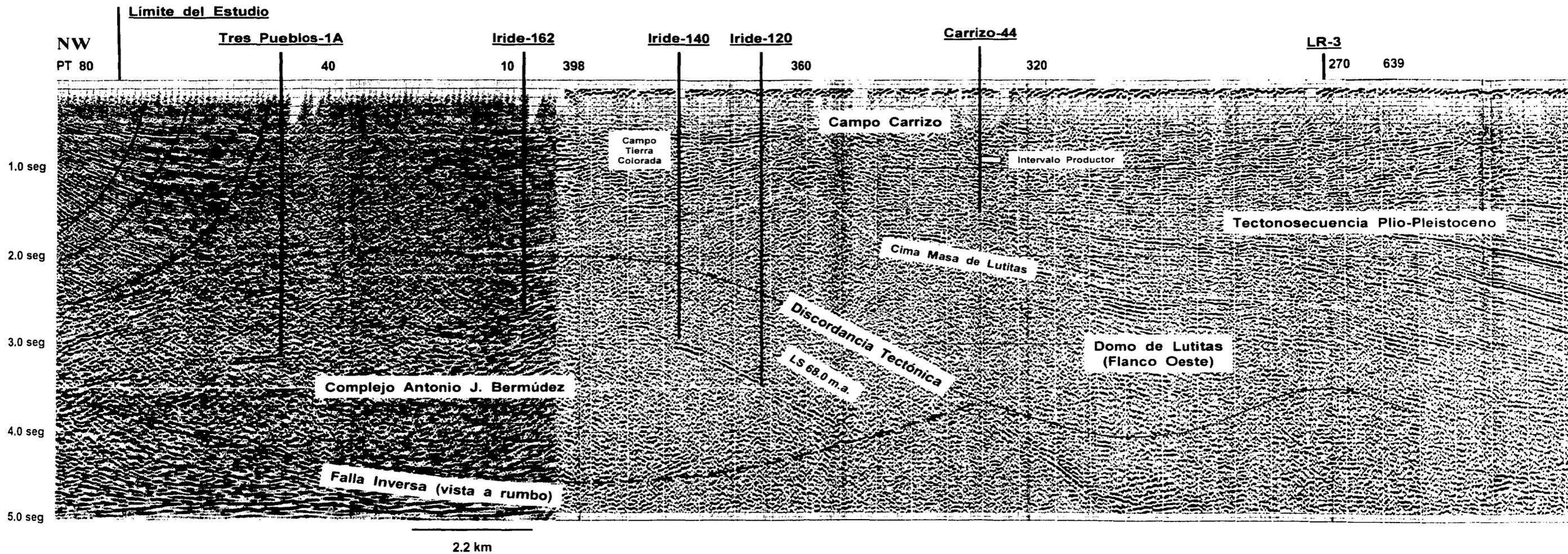
Autor : Jesús Fernando González Posadas

Escala horizontal aproximada 1 : 66 000

Fecha : Septiembre de 2002

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

L-37/SS3

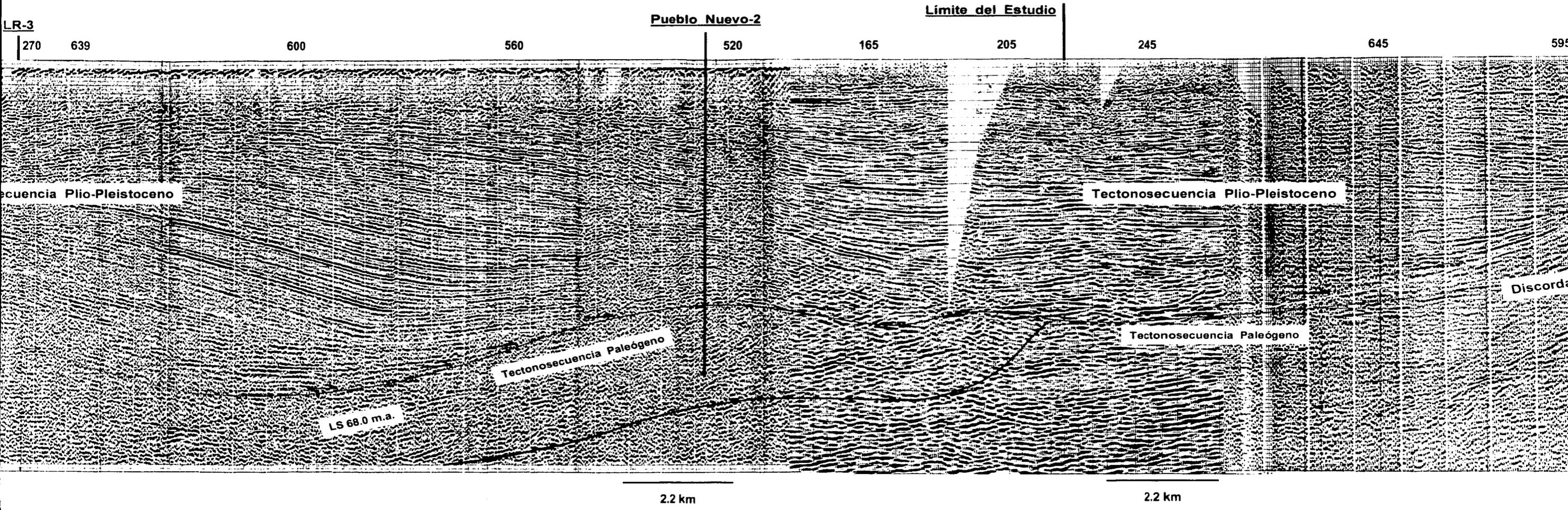


LÍNEA REGIONAL-2

TESIS CON
FALLA DE ORCEN

L-57/SS15

L-9/S



LR-3

Pueblo Nuevo-2

Limite del Estudio

270 639 600 560 520 165 205 245 645 595

Tectonosecuencia Plio-Pleistoceno

Tectonosecuencia Plio-Pleistoceno

Tectonosecuencia Paleógeno

Tectonosecuencia Paleógeno

Discordancia

LS 68.0 m.a.

2.2 km

2.2 km

L-9/SS13

Crimea-1
Proy. 500m

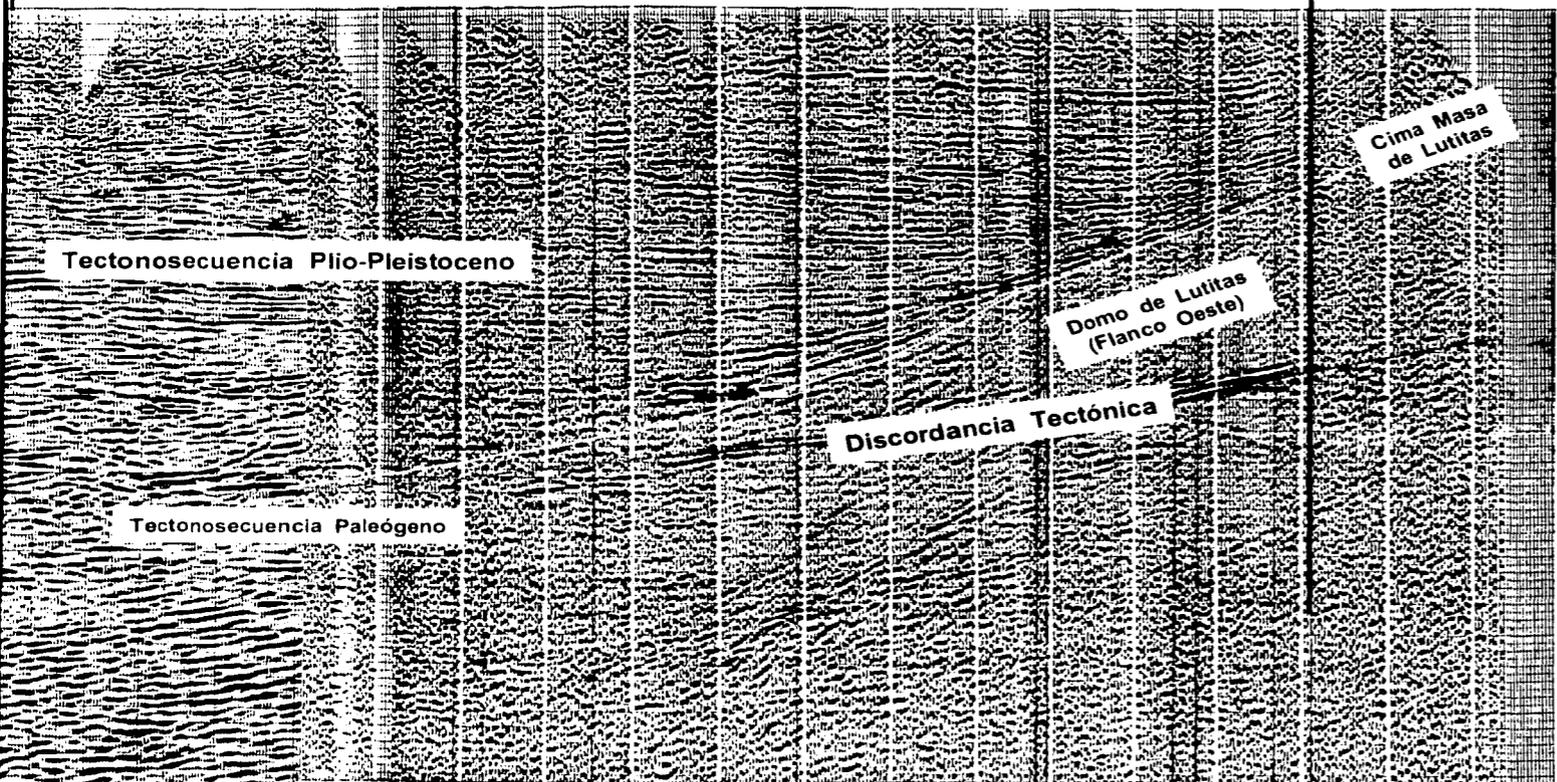
SE
PT

245

645

595

545

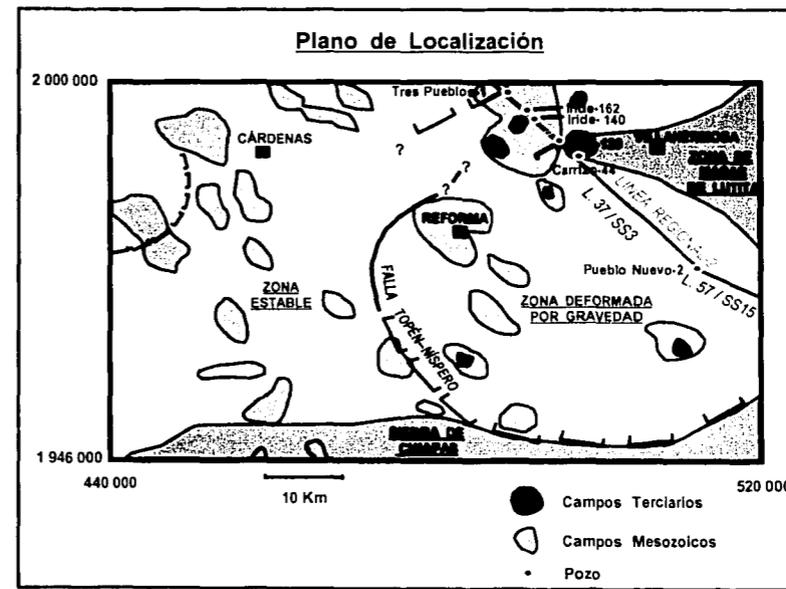


2.2 km

2.2 km

1.0 seg
2.0 seg
3.0 seg
4.0 seg
5.0 seg

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Autor : Jesús Fernando González Posadas

Escala horizontal aproximada 1 : 66 000

Fecha : Septiembre de 2002

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

L-28/SS15

SW

Sunuapa-11
(Proy. 500m)

Artesa-4A
(Proy. 500m)

PT

390

350

Limite del Estudio
310

LR-1
270

230

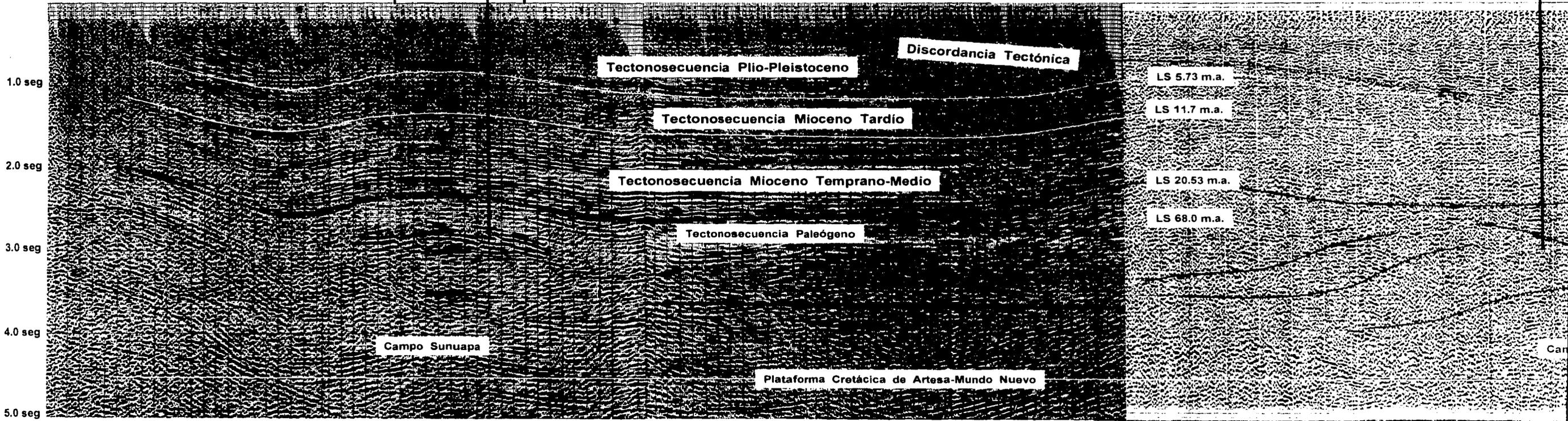
190

150

110

420

380



2.2 km

LÍNEA REGIONAL - 3

IS CON
FA. DE ORIGEN

L-56/SS3

Artesa-4A
(Proy. 500m)

Sitio Grande-104

Sitio Grande-81

(Proy. 500m)
Rio Nuevo-61

Mazateupa-101A

380

340

300

260

220

180

140

100

Intervalo productor
proyectado del pozo
Artesa-353

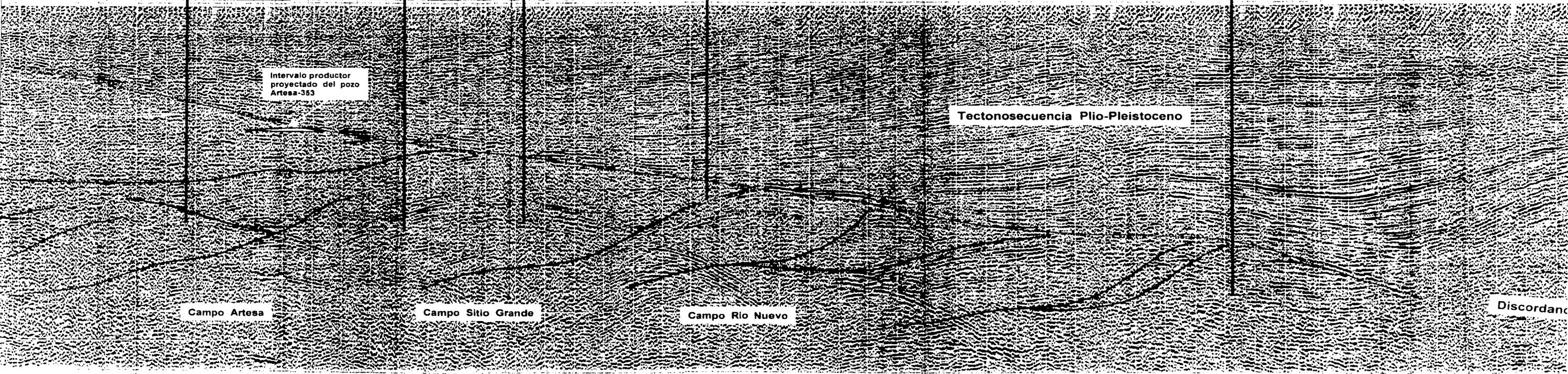
Tectonosecuencia Plio-Pleistoceno

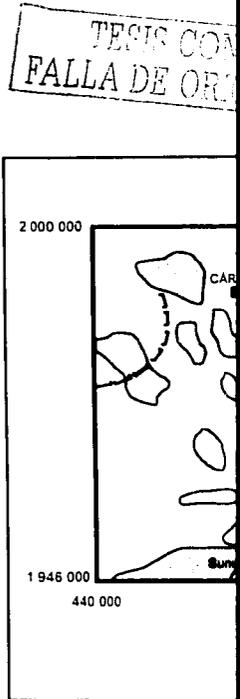
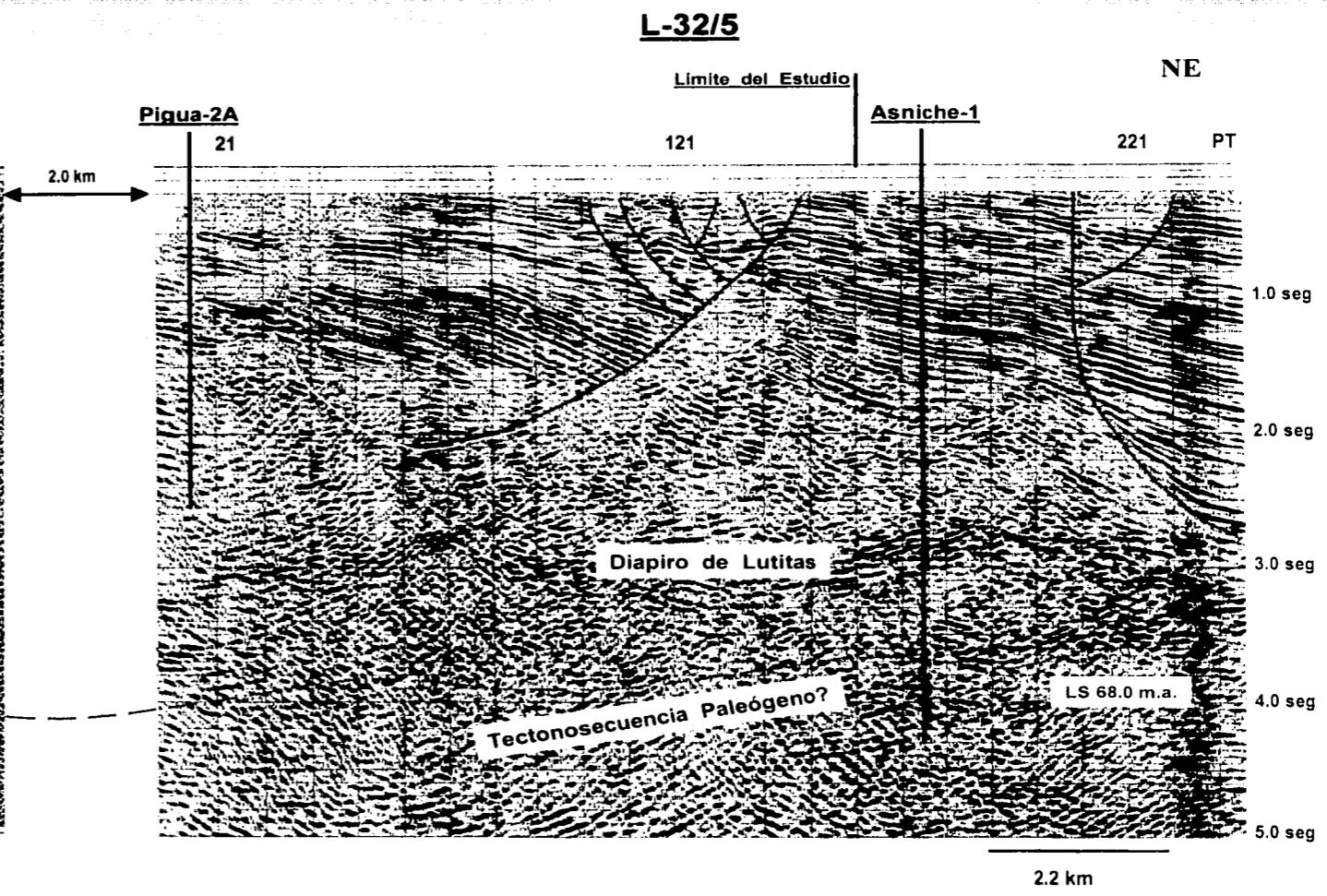
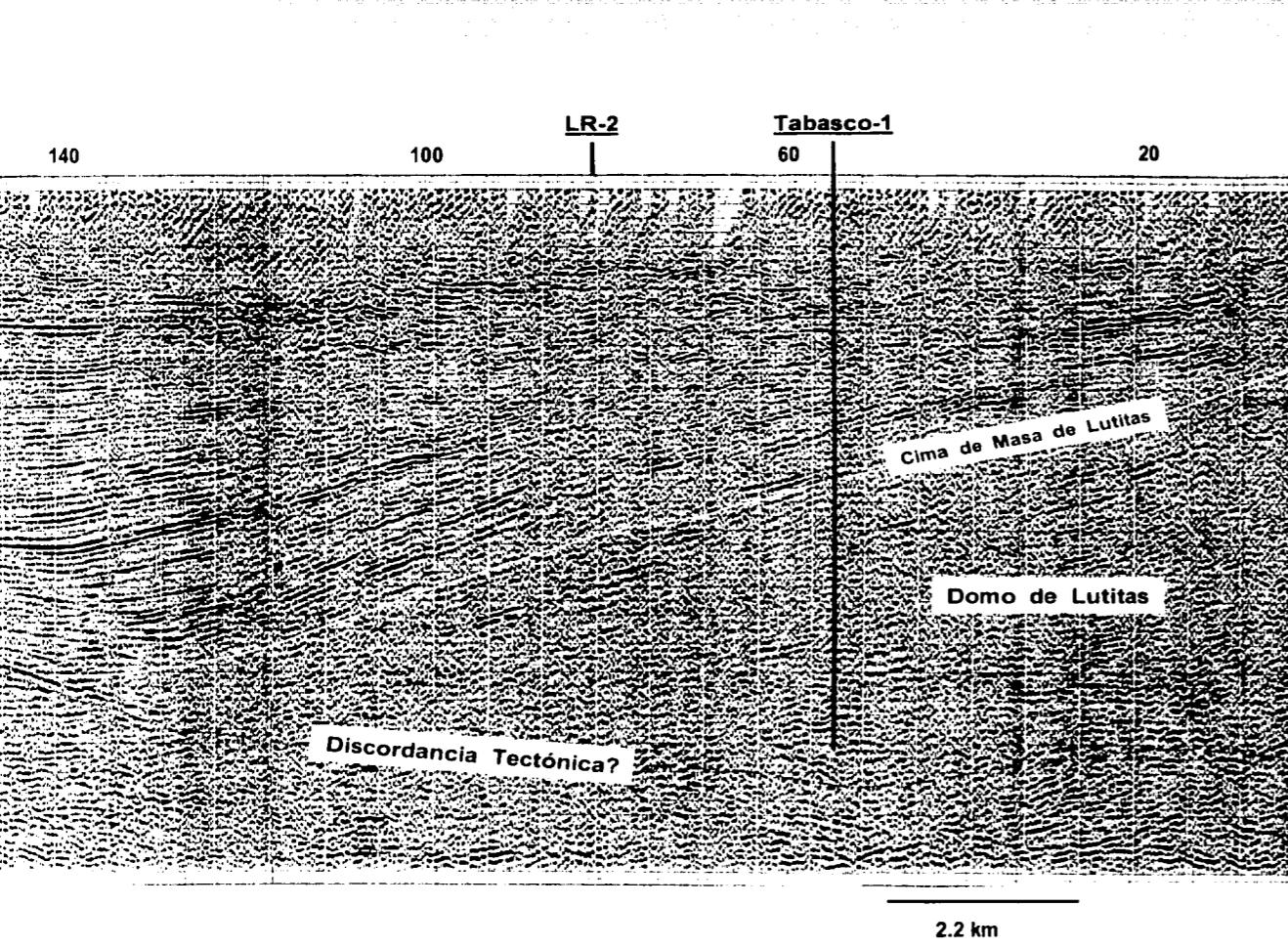
Campo Artesa

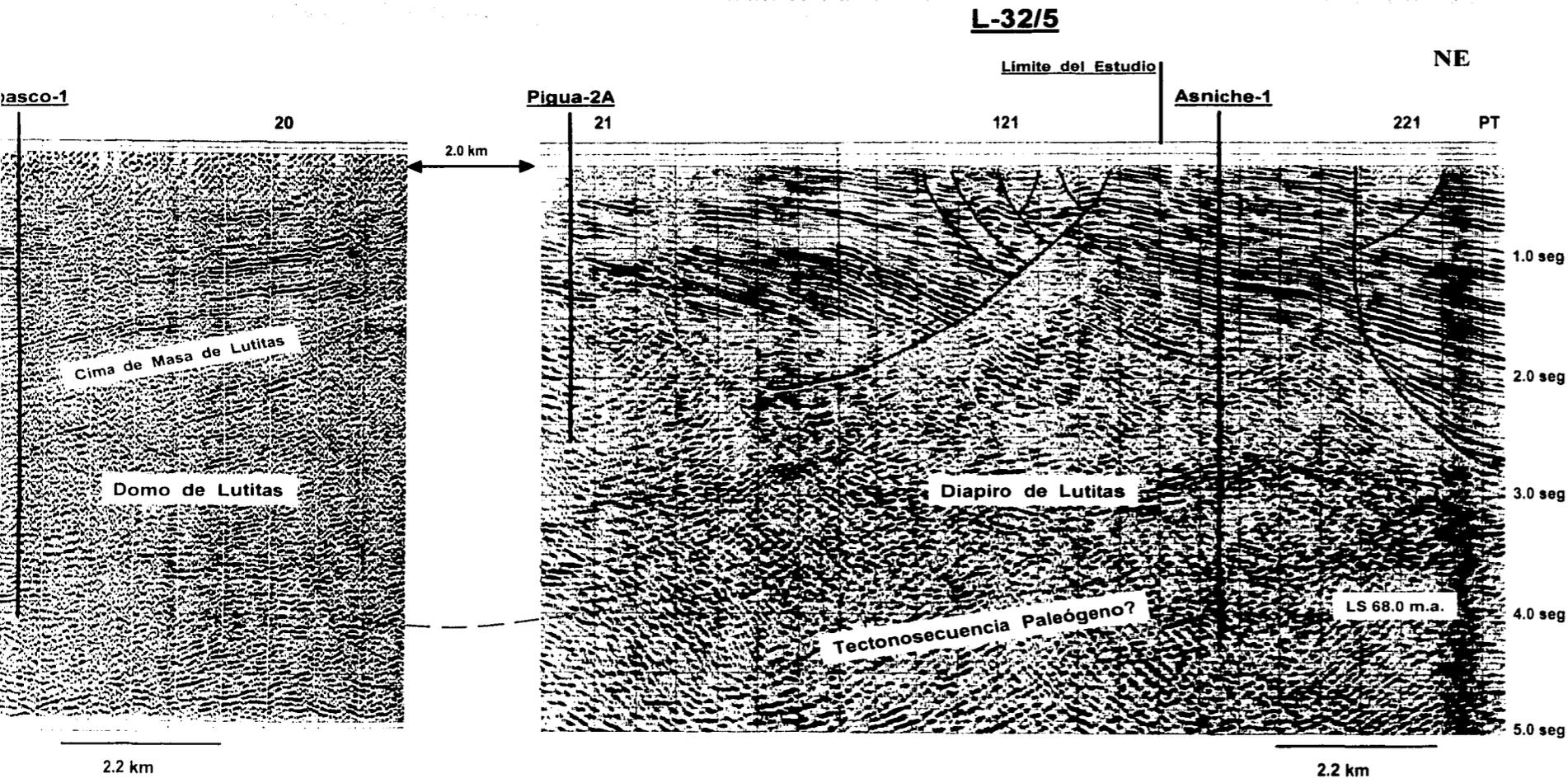
Campo Sitio Grande

Campo Rio Nuevo

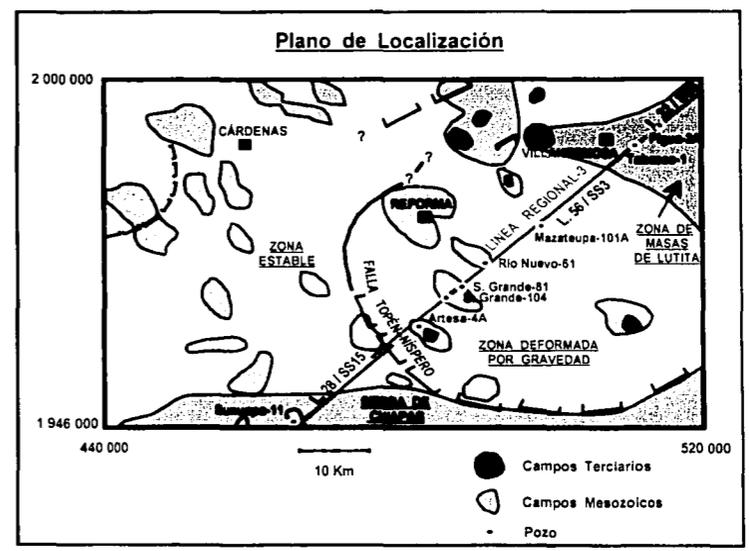
Discordancia







TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

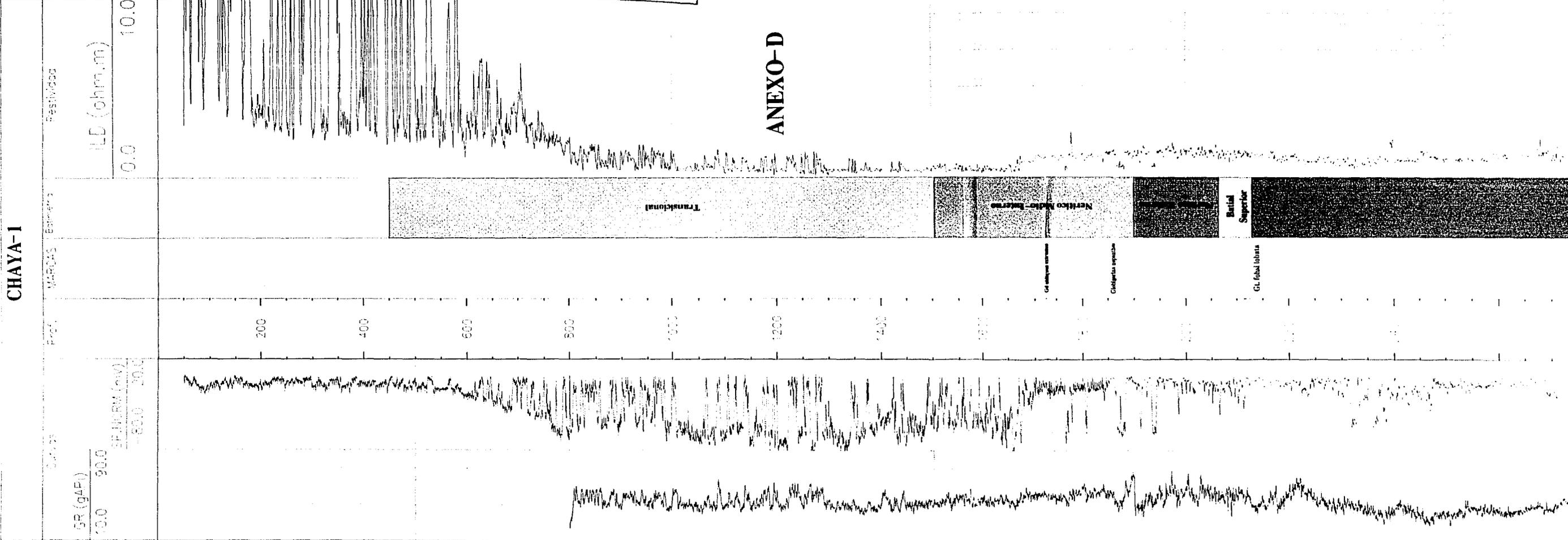


Autor : Jesús Fernando González Posadas
 Escala horizontal aproximada 1 : 66 000
 Fecha : Septiembre de 2002

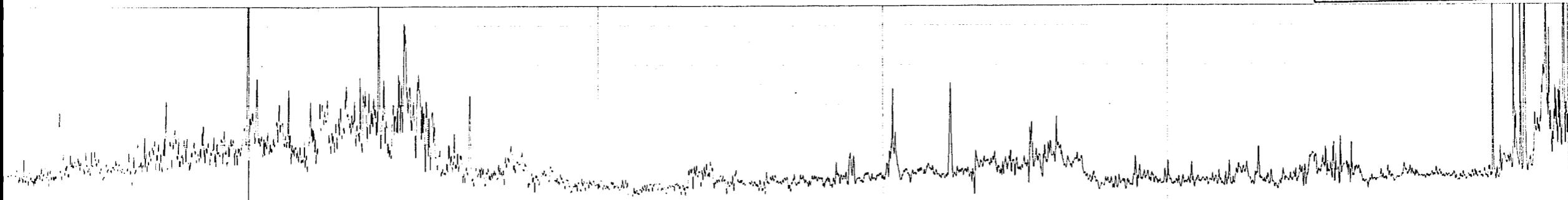
CHAYA-I

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

ANEXO-D



TFSIS CON
FALLA DE ORIGEN



Completa de falla

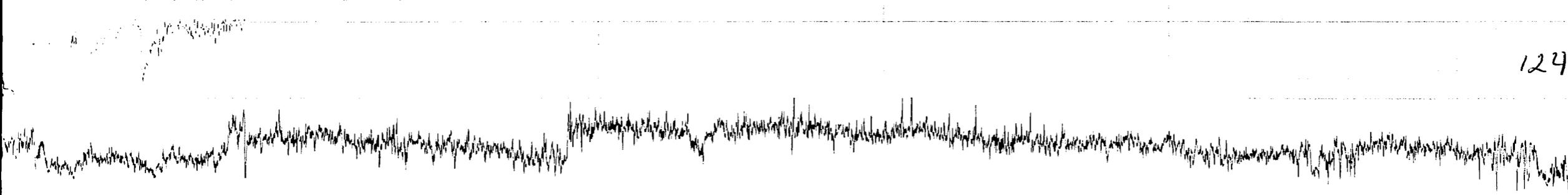
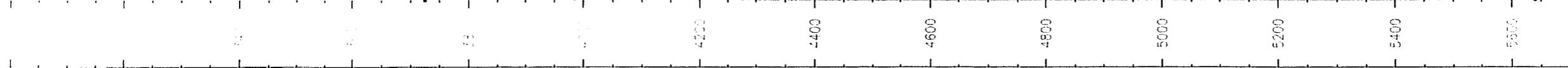
I.S. 20.53

UICNL
Calefacción de origen

EOCNL

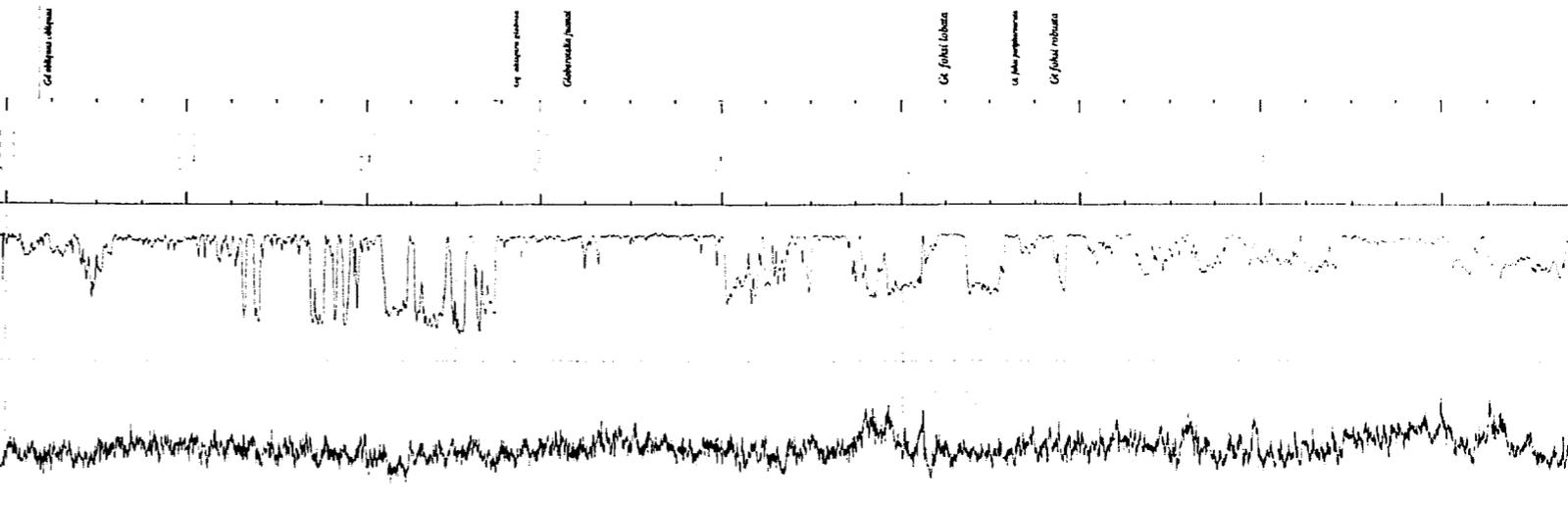
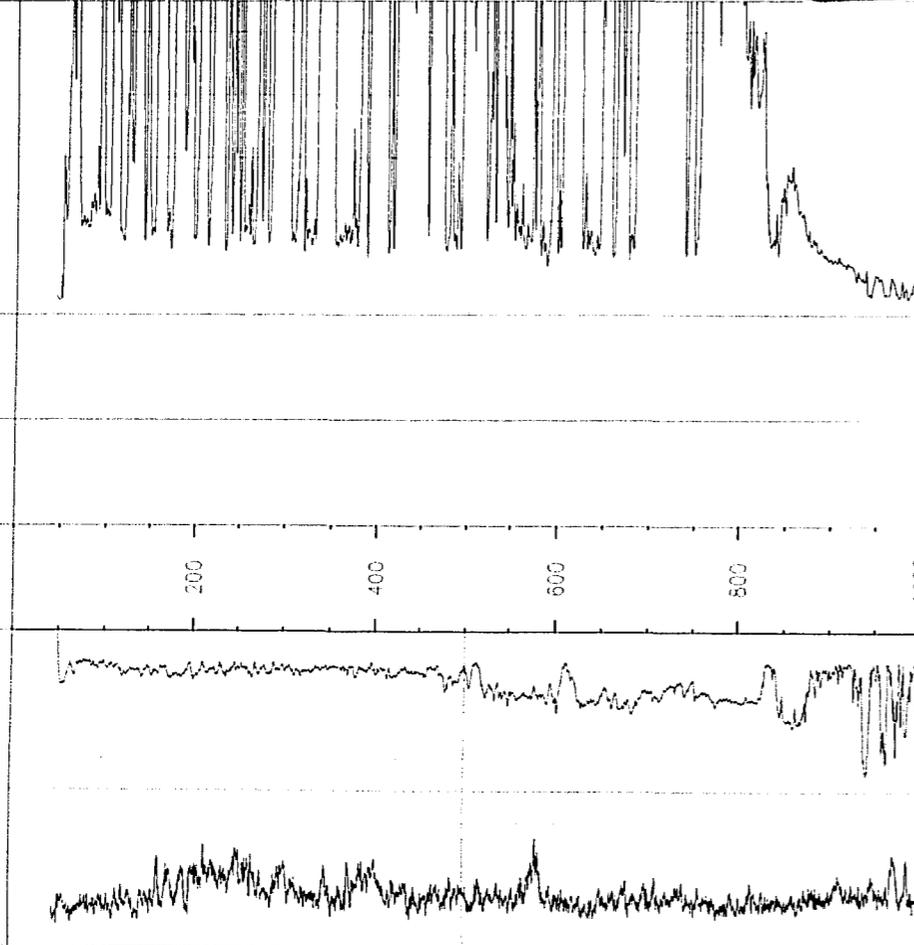
UICNL

I.S. 08.00



124

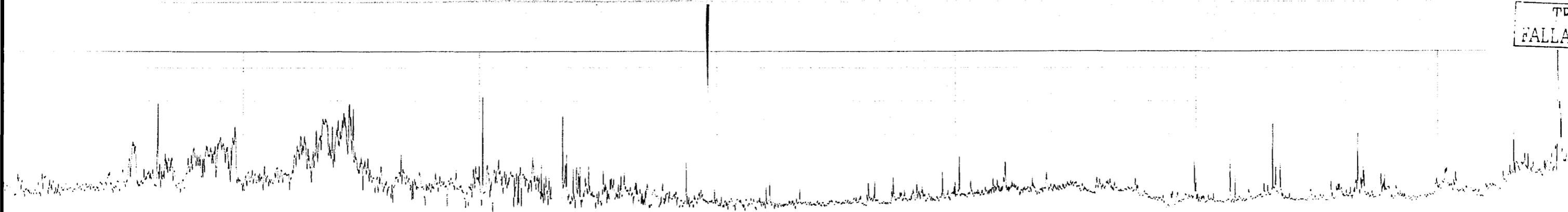
GR (dBu) 10.0 20.0
SP (dBm) 0.0 20.0
ILD (ohm.m) 0.0 10.0



TESIS CON FALLA DE ORIGEN

ANEXO-E

TE
FALLA



Gr. fofat loban

Gr. fofat mibusa

Gr. fofat mibusa

MOCNE

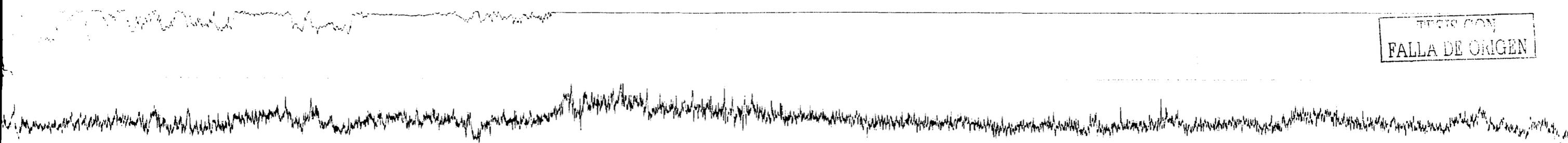
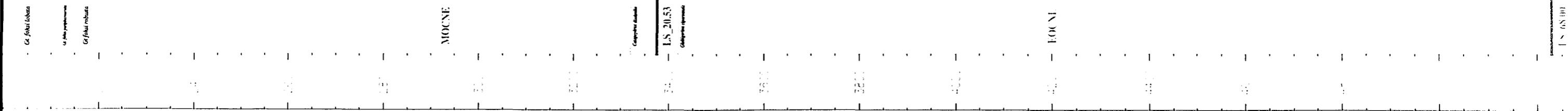
Compufer 4000

LS_20:53

Calderon (granada)

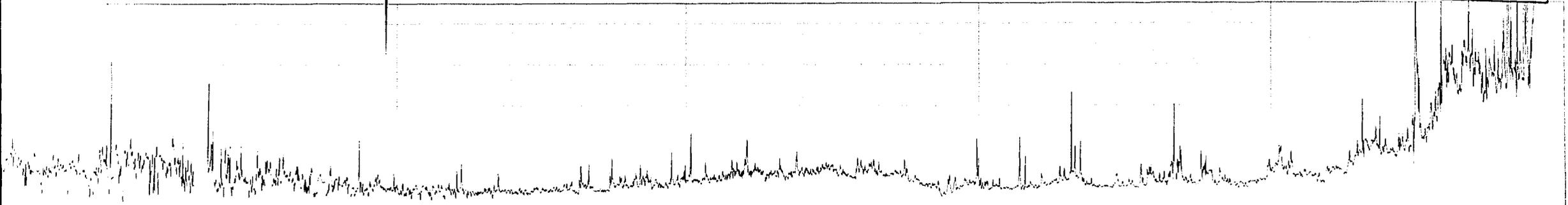
FOCNI

IN 6S 00



TECNO CON
FALLA DE ORIGEN

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



MOCNE

Geophysics S.A.

LS_20.53

Geophysics S.A.

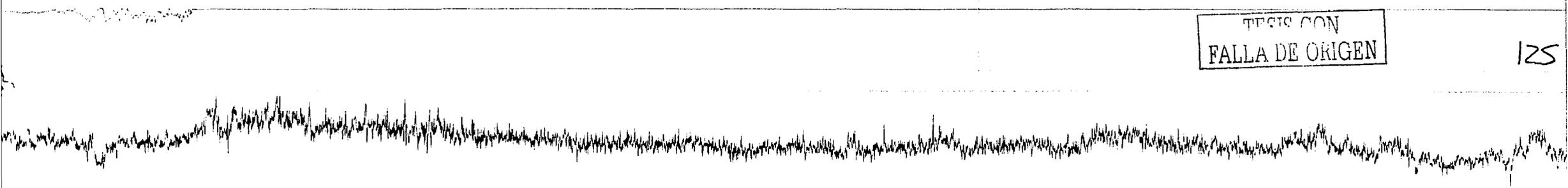
EOCNI

LS_08.00

34.0 36.0 38.0 40.0 42.0 44.0 46.0 48.0 50.0 52.0 54.00

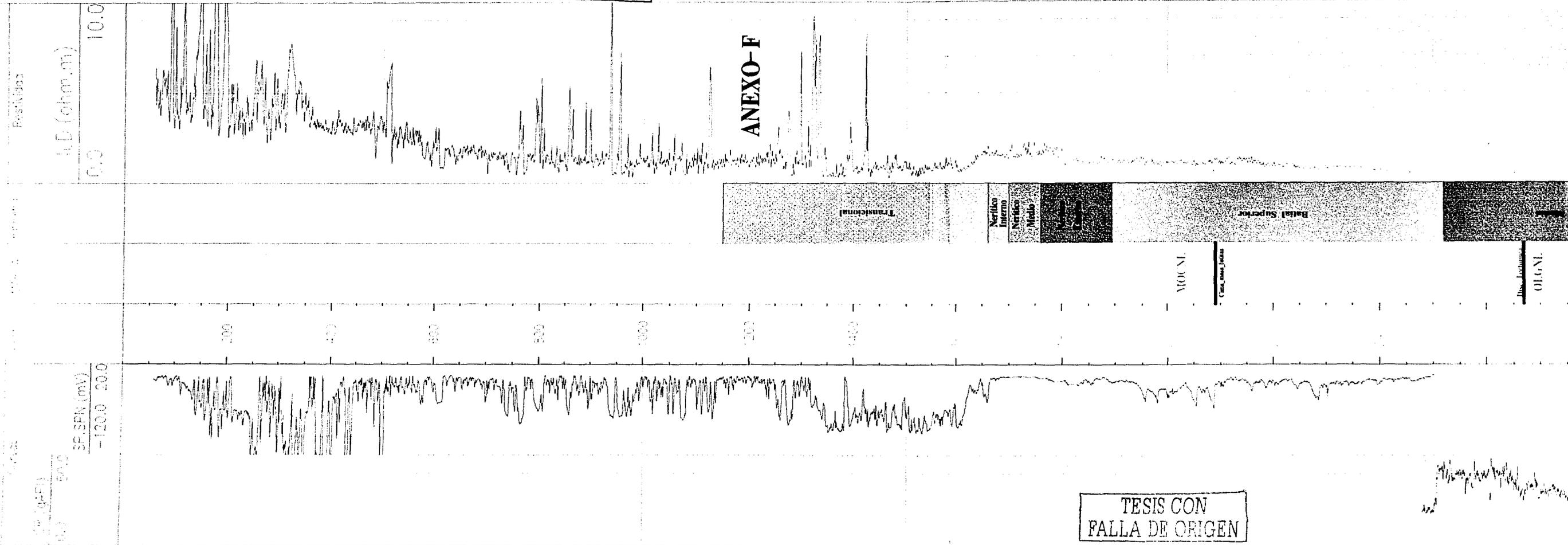
TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

125



IRIDE-140

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

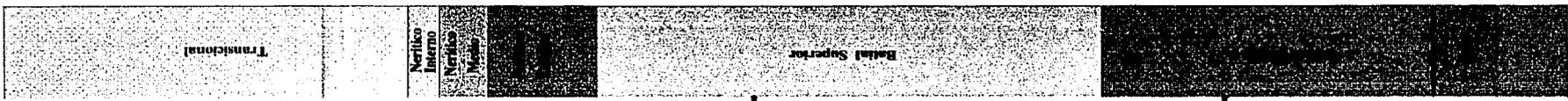


ANEXO-F

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

ANEXO-F



MOCNE

Cerro de la Jirafa

Dise. Transicional

OLGNE

FOCNE

EOCNE

U.S. 68.0

126

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

TABASCO-1

Yacimiento: TABASCO

SP (ppm)

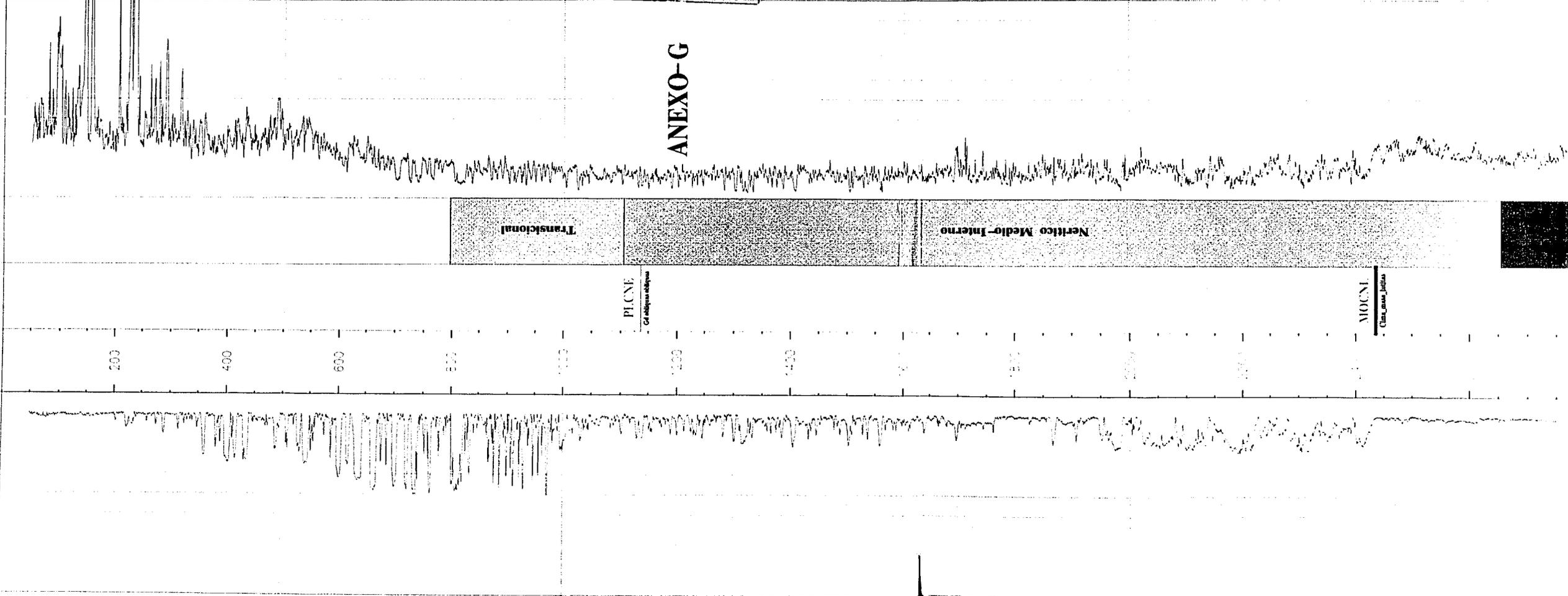
200 300

2000V (mV)
+500 -500

Resistividad

LD (ohm.m)

2.0 10.0



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

ANEXO-G

Transicional

Neritico Medio-Interno

PLCNE

Cil. albitico albitico

MOCN

Cil. gran. bitin

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

