

01179
1
2e7

U. N. A. M.

DIVISION DE ESTUDIOS DE POSTGRADO

FACULTAD DE INGENIERIA

TECTONICA SALINA Y SU
EXPRESION SISMICA EN EL SURESTE
DE MEXICO Y SUR DEL GOLFO DE MEXICO

POR:

GERARDO BASURTO BORBOLLA

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

T E S I S

PRESENTADA A LA DIVISION DE ESTUDIOS DE POSTGRADO
DE LA FACULTAD DE INGENIERIA DE LA
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO
COMO REQUISITO PARA OBTENER EL GRADO DE

MAESTRO EN INGENIERIA
(EXPLORACION)

CIUDAD UNIVERSITARIA

1992



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 está 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.

INDICE

RESUMEN.....	1
INTRODUCCION.....	2
OBJETIVO.....	3
LOCALIZACION DEL AREA DE ESTUDIO.....	3
METODOLOGIA.....	4
ASPECTOS FISICOS DE LA SAL.....	6
PROPIEDADES FISICAS.....	6
FLUJO SALINO.....	7
MECANISMOS DE LA DEFORMACION SALINA.....	13
ANTECEDENTES.....	13
MODELOS INICIALES.....	13
<i>MODELO DE ESCHER Y KUENEN.....</i>	13
<i>CRECIMIENTO HACIA ABAJO (DOWNBUILDING).....</i>	14
<i>FLUIDOS INMISCIBLES.....</i>	16
MODELOS RECIENTES.....	19
<i>HALOKINESIS POR FLOTACION.....</i>	19
<i>HALOKINESIS POR CARGA DIFERENCIAL.....</i>	20
<i>HALOKINESIS DE EXPANSION POR GRAVEDAD.....</i>	21
<i>HALOKINESIS POR CONVECCION TERMAL.....</i>	22
<i>HALOTECTONICA EXTENSIONAL Y COMPRESIONAL.....</i>	22
EVOLUCION Y CLASIFICACION DE ESTRUCTURAS SALINAS.....	25
GENERALIDADES.....	25
ESTRUCTURAS SALINAS NO-DIAPIRICAS.....	28

MONTICULOS	28
ONDULACIONES DE SAL	29
ALMOHADILLAS Y DOMOS	31
ESTRUCTURAS SALINAS DIAPIRICAS	32
PAREDES Y BLOQUES DE SAL	32
DIAPIROS	33
CANOPIES Y LENGUETAS SALINAS	35
ASPECTOS SISMICOS DE LAS ESTRUCTURAS SALINAS	37
VELOCIDAD SISMICA DE LA SAL	37
INDICADORES SISMICOS DE LA DEFORMACION SALINA	38
INDICADORES DENTRO DEL INTERVALO DE SAL	39
INDICADORES FUERA DEL INTERVALO DE SAL	42
OTROS INDICADORES DE LA SECUENCIA CONTIGUA A LA SAL	45
EXPRESION SISMICA DE ESTRUCTURAS SALINAS Y FALLAS ASOCIADAS	48
ONDULACIONES DE SAL - FALLAS LISTRICAS	48
MONTICULOS ALMOHADILLAS Y DOMOS - FALLAS DE TENSION	49
DIAPIROS - FALLAS RADIALES	52
BLOQUES Y PAREDES DE SAL - FALLAS DE CRECIMIENTO	53
CANOPIES Y LENGUETAS - FALLAS DE CRECIMIENTO	55
INTERPRETACION SISMICA DE ESTRUCTURAS SALINAS EN EL SE DE MEXICO Y SUR DEL GOLFO DE MEXICO	57
CONSIDERACIONES PREVIAS	57
LINEAS TERRESTRES (L-1 a L-13)	58
LINEAS MARINAS (L-14 a L-19)	76
CONCLUSIONES	86
REFERENCIAS	90

RESUMEN

Se presentan las principales teorías y modelos experimentales que postulan los mecanismos de formación, evolución y morfología de las estructuras salinas, así como su influencia en la formación de trampas geológicas para el almacenamiento de hidrocarburos. Posteriormente, se muestran algunos ejemplos de la evidencia y expresión sísmica de estas estructuras en el Mar del Norte, las costas de Gabon, Brasil y de Louisiana en los Estados Unidos, entre otras. Con estas bases, se efectuó la interpretación sísmica de algunas estructuras salinas en el Sureste de México y el Sur del Golfo de México, con el objeto de conocer sus geometrías, etapas de evolución y distribución, así como los posibles entrapamientos de hidrocarburos asociados a ellas. Los resultados de la interpretación sugieren que en la porción suroriental del Golfo se tiene la presencia de sal autóctona a profundidades promedio de 4500 m en estratos del Jurásico Superior, conformando estructuras salinas en forma de montículos ("swells") y ondulaciones de sal ("salt rollers"); en el borde de la plataforma continental, al sur del Golfo de México, se tiene la presencia de diapiros en etapa avanzada de evolución, que están alcanzando el piso oceánico; en el Sureste de México, en su parte occidental, se tienen estructuras salinas alóctonas clasificadas como "canopies" (salt canopies) y lenguetas (salt tongues), las cuales están emplazadas en estratos del Mioceno formando extensas capas de sal muy somera con espesores promedio de 1000 a 1500 m; estas masas salinas se van profundizando hacia el oriente de la Cuenca Salina del Istmo, conformando domos y diapiros en etapa media y avanzada, y en la porción extrema oriental de la Cuenca de Comalcalco, la sal se encuentra en niveles más profundos manifestándose como lentes de sal. La mayoría de las estructuras se formaron mediante mecanismos de halokinesis por flotación, por carga diferencial y expansión por gravedad, y en algunos casos por halotectónica extensional y compresional, como es el caso de las ondulaciones y lentes de sal. La distribución regional de estas estructuras, sugiere que las masas salinas han evolucionado estructuralmente de mar a tierra de Noreste a Suroeste, y que las condiciones geológicas con posibilidades para el entrapamiento de hidrocarburos se relacionan con anticlinales tipo tortuga, grabens, fallas lítricas y de crecimiento.

INTRODUCCION

En muchas de las cuencas del mundo que contienen las mayores reservas de hidrocarburos, como el Golfo de México, Mar del Norte, Cuencas Salinas del Golfo Pérsico y de Brasil, se ha observado que la presencia de sal juega un papel importante en la formación de trampas estructurales y estratigráficas para la acumulación de estos recursos.

En el Sureste de México y Sur del Golfo de México, se han descubierto muchos campos productores de aceite y/o gas en sedimentos arenosos del Terciario que sobreyacen a estructuras salinas, principalmente en arenas del Mioceno Medio-Tardío (Formación Encanto) y en menor cantidad en secuencias de arenas y areniscas del Mioceno Temprano (Formación Depósito) y en arenas del Plioceno (Formación Concepción Superior e Inferior). La búsqueda de estos hidrocarburos se ha enfrentado a múltiples obstáculos para alcanzar los horizontes previstos; uno de ellos ha sido la presencia de sal en estratos de la columna terciaria en el momento de la perforación del pozo, provocando con esto la alteración de la profundidad programada y la forma de la trampa estructural. Este problema se presenta por la falta de una interpretación sísmica adecuada de las estructuras salinas, debido a la complejidad de su imagen sísmica y al pobre conocimiento de su tectónica; es por esto que se requiere un mayor conocimiento de la Tectónica Salina y del marco geológico regional, para lograr así una óptima interpretación sísmica de estas estructuras. Entonces como premisa fundamental, debemos analizar las propiedades físicas y mecánicas de la sal, pues de ellas dependen en gran medida la respuesta y expresión sísmica de las estructuras salinas.

Existen muchos trabajos respecto a las propiedades físico-químicas y mecánicas de la sal, destacando los de Escher y Kuenen (1929), Barton (1933), Nettleton (1934, 1935), Parker y McDowell (1955), Trusheim (1956, 1957, 1960), Biot y Odé (1965), Biot (1966), Odé (1968), Gussow (1968), Bishop (1978), Jackson y Talbot (1986), Jackson y Cornelius (1987), Spiers (1990), entre otros. La mayoría de estos investigadores han coincidido en que una de las propiedades físicas más importantes de la sal es su densidad de compactación, pues como ningún otro tipo de roca, la sal conserva una densidad relativamente constante a cualquier profundidad de sepultamiento. Los valores de

densidad, reportados por estos investigadores, varían ligeramente en décimas y, de acuerdo con Yorston (1989), éstos oscilan entre 2.2 y 2.15 gr/cm³, dependiendo del tipo de sedimentos con que se encuentre encajonada y el grado de impurezas que contenga. Jenyon (1986), sugirió un valor de 2.17 gr/cm³ para la sal en forma pura y una velocidad de transmisión de ondas "P" de 4500 m/s, a cualquier profundidad, incrementándose a 4800 m/s o más si el contenido de impurezas (anhidrita) es elevado. Estas propiedades son un buen punto de partida para entender por qué la sal en lugar de compactarse ante la carga sedimentaria, fluye hacia zonas de menor presión o flota por la diferencia de densidades entre ellas, adquiriendo en este proceso diferentes morfologías que en la sección sísmica serán representadas por fuertes reflexiones de alta amplitud en su cima y en su base por efectos de jalón ascendente ("pull-up") y jalón descendente ("pull-down") debidos a los cambios bruscos de velocidad entre la sal y las capas adyacentes, mostrando además fuertes difracciones en sus flancos y amplias zonas de ruido incoherente dentro del intervalo de la masa salina. Estos fenómenos son observados en muchas de las secciones sísmicas del sureste de México y sur del Golfo de México, por lo que su interpretación sugiere distintas geometrías que van desde la iniciación en montículos de sal autóctona hasta etapas más avanzadas de deformación, constituyendo lenguetas y "canopies" de sal alóctona.

OBJETIVO

El objetivo principal de este trabajo consiste en explicar la geometría, génesis, distribución y evolución estructural de algunas de masas salinas emplazadas en estratos del Terciario en el Sureste de México y porción sur del Golfo de México, mediante la interpretación sísmica de carácter regional apoyada en la teoría de la Tectónica Salina, por considerarse de interés económico petrolero.

LOCALIZACION DEL AREA DE ESTUDIO

El área de estudio (Fig. 1), comprende dos regiones principalmente. La primera es el Sureste de México (Región A), la cual abarca las Cuencas Terciarias Salina del Istmo, Comalcalco y Macuspana, y la parte norte y centro del área Chiapas Tabasco. La segunda región corresponde al Sur del Golfo de México (Región B), que incluye las áreas Coatzacoalcos-Frontera, Marbella y Campeche.

METODOLOGIA

La realización de esta tesis, se llevó a cabo mediante la integración de la información básica y más reciente de los estudios de laboratorio y campo referentes a la Tectónica Salina, posteriormente se compiló e interpretó la información sísmica de diversos prospectos realizados por Petróleos Mexicanos, analizándose un total de 80 secciones sísmicas, de las cuales se seleccionaron para este trabajo 19 de estas secciones más representativas de las estructuras salinas. Algunas de estas secciones cruzan pozos que cortaron o atravesaron sal, en esos casos se utilizó el control de la cima y la base de la sal reportada por el pozo. Para efectos de uniformidad vertical, la escala de tiempo en las secciones se normalizó a 2.4 cm por cada segundo. La escala horizontal se dejó variable, indicándose en cada sección.

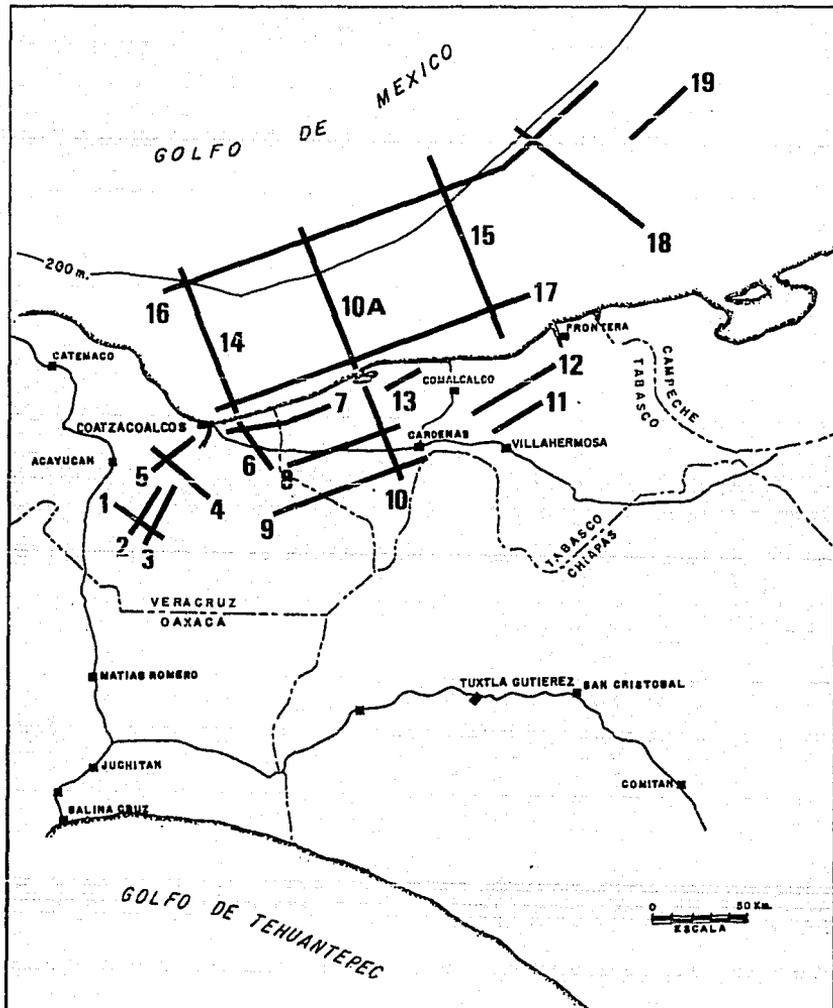


FIG. 1 - Mapa de localización del área de estudio y líneas sísmicas utilizadas.

ASPECTOS FISICOS DE LA SAL

PROPIEDADES FISICAS

La sal pura es un compuesto mineral de Halita (Cloruro de Sodio, NaCl), el cual presenta una estructura cristalina simétrica integrada por los iones de los elementos Cloro y Sodio. La estructura cristalina desarrollada por el Sodio y el Cloro, es de forma cúbica (Fig. 2). Este tipo de arreglo geométrico forma un sistema regular de cristalización con una celda fundamental cúbica de 5 Å por lado, equivalente a la longitud de onda de los rayos X, permitiendo la difracción de los mismos, comportándose ópticamente isotrópica (Font-Altaba, 1977).

Los cristales de Halita son incoloros y transparentes, deformados o redondeados por disolución, algunas veces con coloraciones rojas o amarillas por contener óxido de hierro o irregularmente teñidos de azul, debido a sodio metálico coloidal interpuesto en la red, de brillo vítreo, con exfoliación frágil, muy soluble en agua, no varía su solubilidad al aumentar la temperatura, funde a 800°C sin descomposición y es fuertemente diatérmica. Cabe aclarar que en el desarrollo del presente trabajo, se aplica el término de Halita como mineral y de sal o masa salina al cuerpo rocoso que contiene cierto grado de impurezas.

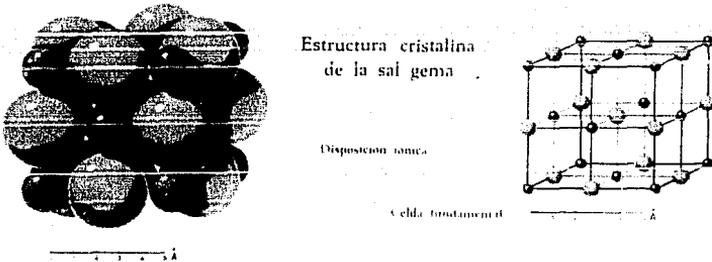


FIG. 2 - Estructura cristalina de la sal (FONT-ALTABA, 1977).

La Halita tiene una dureza de 2.5 y una densidad relativamente constante entre 2.20 gr/cm³ en niveles muy someros y de 2.15 gr/cm³ a 6000 m de profundidad aproximadamente (Yorston, 1989). Su viscosidad aproximada es de 10¹⁶ poises a 1000 m de profundidad. Generalmente la sal contiene impurezas, y las más comunes son la Anhidrita (Sulfato de Calcio, CaSO₄), bandas de Lutita y Carbonatos. La Anhidrita en forma pura tiene una densidad aproximada de 2.98 gr/cm³. Odé (1968), menciona que cuando la sal contiene un alto porcentaje de impurezas e inclusiones, se debe considerar un valor mayor de 2.2 gr/cm³. Yorston en 1989 reportó que la conductividad termal de la sal es de 15.8 x 10⁻³ Cal/cm.seg.°C, y la de los sedimentos comunes de 1.4 x 10⁻³ Cal/cm.seg.°C. Este intervalo de valores indica la alta conducción térmica de la sal, cinco veces mayor que la de los sedimentos comunes; esta propiedad hace de las grandes masas salinas, potentes radiadores de calor que pueden contribuir a la maduración de la materia orgánica para la generación de hidrocarburos. El mismo investigador apuntó que la conductividad eléctrica de la sal es muy baja, y su solubilidad muy alta que oscila entre ± 40 gr/100 ml a 100°C a una atmósfera. Jenyon (1986) señaló que los valores de permeabilidad y porosidad de la sal son muy bajos o nulos.

FLUJO SALINO

La habilidad de la sal para deslizarse lentamente se conoce comúnmente como flujo salino. Biot y Odé (1965) apuntaron que los factores que intervienen en la aceleración, retraso o inhibición del flujo salino son la temperatura, la carga sedimentaria, el tamaño de grano y el contenido de impurezas, apuntando además que el incremento de estos dos últimos disminuye el flujo de la sal.

Gussow (1968) 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 800°C (Fig. 3). En el mismo trabajo, Gussow apuntó que al incrementarse tanto la temperatura como la presión de la carga sedimentaria, el flujo de la sal será mayor, puesto que la viscosidad de la halita decrece conforme aumenta la temperatura (Fig. 4). La sal entonces podrá fluir a bajas temperaturas y bajos esfuerzos diferenciales de carga para ser expulsada de la secuencia sedimentaria.

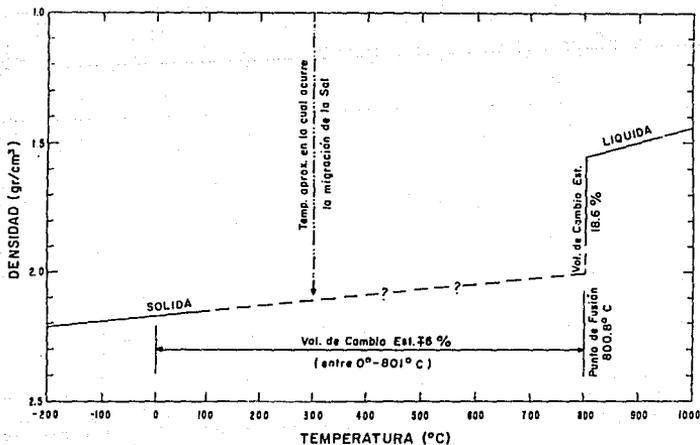


FIG. 3 - Gráfica de Gussow (1968), que muestra el comportamiento de la densidad de la sal con respecto a la temperatura.

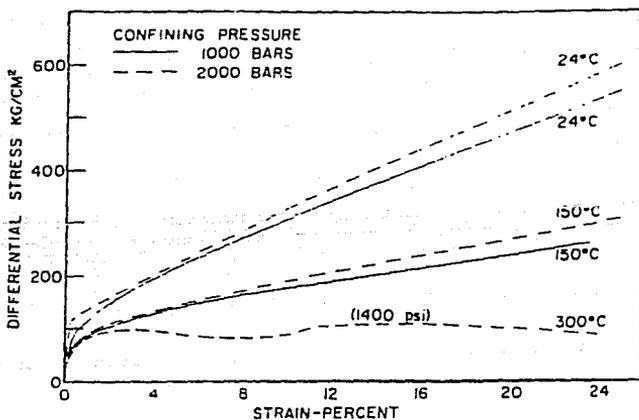


FIG. 4 - Relación de presión de carga sobre la sal con respecto a la temperatura y el porcentaje de deformación resultante (GUSSOW, 1968).

La densidad de compactación es la propiedad física más importante de la sal, pues mientras la densidad de los sedimentos comunes aumenta con la profundidad de sepultamiento, la densidad de la sal disminuye ligeramente con la profundidad, por lo que se considera constante. Esta propiedad ha sido analizada cualitativamente desde 1912 por Arrhenius hasta 1990 por Spiers con recientes análisis de composición cristalográfica. Estos últimos estudios han revelado que la estructura cristalina simétrica de la Halita se comporta como un sistema estable de esfuerzos, el cual se mantiene en equilibrio cuando se somete a esfuerzos de presión o cizalla de cualquier magnitud, por esta razón la sal nunca se comprime ni se compacta ante cualquier esfuerzo de presión o de corte, sino que fluye en forma plástica, adquiriendo en este proceso diversas geometrías. La densidad de la sal ha sido entonces, la propiedad física más explotada por los investigadores para explicar los mecanismos del flujo salino.

Dada la invariable densidad de compactación de la sal, se tendrá a través del tiempo geológico un período en el cual la densidad de la carga sedimentaria es menor que la densidad salina, pero después de un tiempo suficiente, la densidad de la carga sedimentaria alcanza y excede la densidad de la sal, produciendo con esto un contraste de densidad negativo, en donde la densidad mayor corresponde a la carga sedimentaria y la menor a la sal; situación que tenderá a normalizarse por efecto de gravedad, pues la sal buscará las rutas y accesos por donde pueda ascender o desplazarse lateralmente, para encontrar su nivel de equilibrio isostático. Este fenómeno es producto de la diferencia de densidades entre la sal y la carga sedimentaria. Apoyado en este fenómeno, Nettleton (1934) utilizó las densidades y profundidades promedio de sedimentos en las costas de Texas en el Golfo de México, para mostrar la relación de densidad de compactación-profundidad entre la sal y los sedimentos comunes de esa área (Fig. 5).

La gráfica obtenida por Nettleton, muestra que conforme aumenta la profundidad de sepultamiento de los sedimentos, la densidad de los mismos también aumenta, mientras que la densidad de la sal permanece constante. Estas condiciones hacen evidente la existencia de una profundidad en donde se invierte el contraste de densidades, de positivo a negativo, y entonces en ese punto, se presenta una inestabilidad isostática entre la sal y los sedimentos sobreyacentes. La profundidad en la que se invierten las densidades, Nettleton la nombró como "punto crítico", el cual se presenta para estos sedimentos a una profundidad de 600 m (2000 ft) aproximadamente.

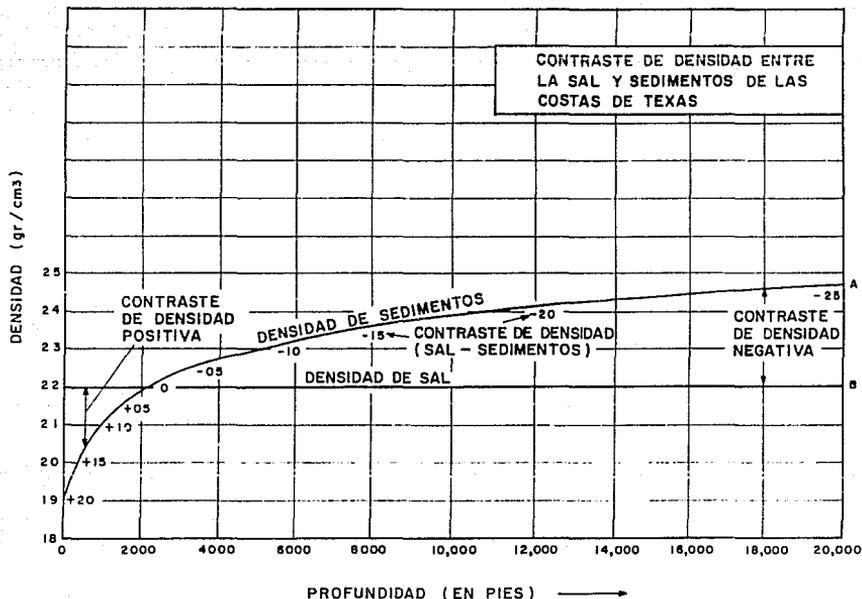


FIG. 5 - Relación de densidad-profundidad entre sedimentos terrígenos y la sal.
El punto crítico de inversión de densidad se da a 2000 pies (600 m) (INETTLETON, 1934).

En un estudio más reciente, Jackson y Talbot (1986) mostraron la relación de las densidades de las lutitas terciarias y las arenas saturadas con salmuera en las costas del Golfo de México, y las compararon con la densidad de la sal, observando que ésta disminuye gradualmente de 2.2 en la superficie a 2.17 gr/cm³ a 6000 m de profundidad aproximadamente (Fig. 6). Para estos sedimentos, el punto crítico de inversión se presenta a 1000 m de profundidad. Es evidente que la determinación de la profundidad del punto crítico dependerá de la compactación de los sedimentos sobreyacentes a la masa salina. Estos investigadores apuntaron que de 600 a 1000 m de profundidad, la densidad de la carga litostática 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 por la presión que ejerce

la carga litostática sobre sal, de las regiones con mayores esfuerzos de carga hacia las de menor carga y verticalmente por la diferencia de densidades.

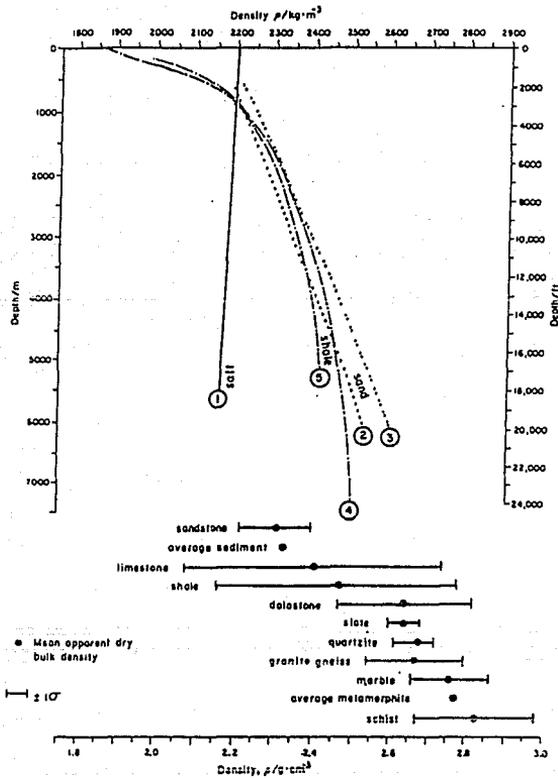


FIG. 6 - Curvas de densidad de compactación de arenas, lutitas y de la sal, la cual se mantiene relativamente constante ante la profundidad de sepultamiento (JACKSON y TALBOT, 1986)

Biot y Odé (1965) analizaron la inestabilidad gravitacional entre la sal y la carga litostática cuando se tiene un contraste de densidad negativo entre la capa superior (carga litostática) y la capa inferior (sal). Los parámetros físicamente importantes de la inestabilidad que mencionan Biot y Odé son las relaciones de viscosidad y de espesores entre la carga litostática y la sal, así como el contraste de densidad relativo entre ellas. Estos parámetros determinan la razón de amplificación de una interfase sobrecarga-sal. La condición especial de ese análisis fue mantener plana la superficie de la capa superior con un espesor constante.

El significado geológico del análisis de inestabilidad efectuado por Biot y Odé, es que cuando se tiene una capa de sal con viscosidad de 10^{17} poises, a la cual la sobreyacen 1000 m de espesor de sedimentos con viscosidad de 10^{20} poises, se darán las condiciones de inestabilidad gravitacional para provocar el flujo de la masa salina. La viscosidad de la sobrecarga se asume que es de magnitud aproximadamente de dos o tres veces mayor que la de la sal, es decir, 10^{20} poises.

MECANISMOS DE LA DEFORMACION SALINA

ANTECEDENTES

A partir de las propiedades físicas y mecánicas de la sal, se han postulado muchas hipótesis que proponen los mecanismos mediante los cuales la sal fluye desde substratos profundos hacia la superficie o se empuja lateralmente entre las superficies de contacto de rocas circundantes. La mayoría de estas hipótesis se basan en la diferencia de densidades entre la sal y los sedimentos sobreyacentes, como son los modelos de Escher y Kuenen (1929), Barton (1933), Nettleton (1934) y Trusheim (1957); este último empleó el término *Halokinesis* (del griego *Hals* = Sal, *Kinein* = mover), para referirse a la formación de las estructuras salinas y sus implicaciones estructurales y estratigráficas, como resultado del movimiento autónomo de la sal bajo la sola influencia de la gravedad; también aplicó el término *Halotectónica* (sinónimo de Tectónica Salina), cuando el movimiento de la sal se efectúa mediante compresión lateral (fuerzas tangenciales), pero no consideró las fuerzas distensivas que son muy comunes en las cuencas salinas. Jackson y Talbot (1986) incluyeron este tipo de fuerzas en el flujo de la sal, proponiendo en forma integrada seis mecanismos básicos para el flujo y formación de estructuras salinas, cuatro por mecanismos de halokinesis: flotación, carga diferencial, expansión por gravedad y convección termal; y dos por mecanismos de halotectónica: de compresión y de extensión.

MODELOS INICIALES

MODELO DE ESCHER Y KUENEN

Uno de los primeros modelos que explicó el flujo ascendente de la sal fue el de Escher y Kuenen en 1929. Estos investigadores emplearon como modelo capas delgadas de parafina intercaladas con arcilla para simular la capa de sal. La cubierta sedimentaria fue simulada por una plancha metálica con un orificio en su parte central simulando un hiatus (Fig. 7). Al aplicar los esfuerzos verticales de la plancha (carga sedimentaria) sobre las capas planas de parafina y arcilla (sal), estas últimas ascendieron por el hueco

del hiatus simulado, como respuesta a los esfuerzos de presión sobre las capas de parafina. Este modelo intentó postular el proceso fundamental de la transferencia de masas salina para la iniciación de diápiros, así como la observación de las estructuras internas que se desarrollan en ellos.

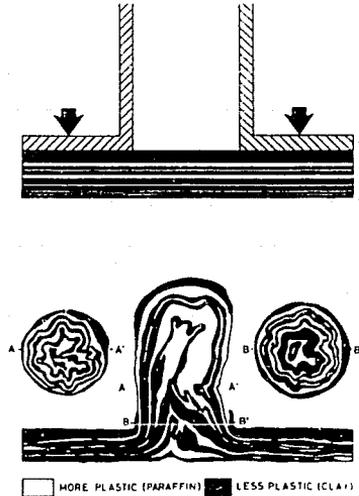


FIG. 7 Modelo de Escher y Kuonen (1929)

CRECIMIENTO HACIA ABAJO (DOWNBUILDING)

Otro de los modelos iniciales fue el de Barton en 1933, quien abordó el concepto de flotación de la sal. La hipótesis de Barton idealizó tres etapas de flujo salino (Fig. 8); la primera suponía que la cima del intervalo de sal presentaba ligeros montículos (Fig. 8a), no explicados por Barton, refiriéndolos a la superficie del geode; en una segunda etapa por las pequeñas depresiones que existían a los lados de los montículos iban subsidiendo por

la continua sedimentación de la sobrecarga (Fig. 8b), pero el nivel de los montículos se mantenía constante al nivel del geoid; por último en la tercera etapa, la cima de lo que eran los montículos se transformaban en la cresta del diapiro (Fig. 8c). Este modelo propuso entonces, que el desarrollo de diapiros se originaba por el continuo hundimiento de la masa salina.

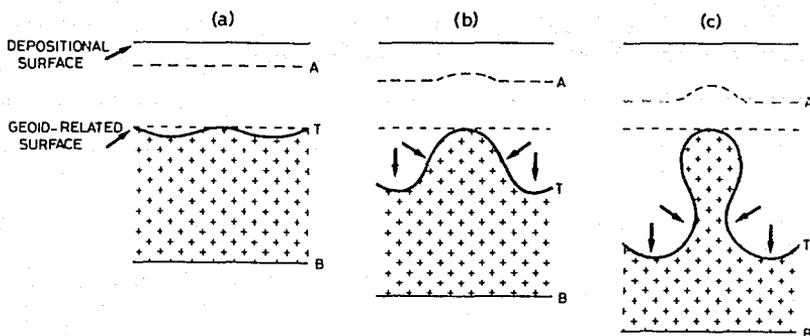


FIG. 8 - Modelo de crecimiento hacia abajo (BARTON, 1933)

La hipótesis de Barton no fue mala al considerar la flotación de la sal, pero no demostró cómo se formaron los montículos iniciales ni el por qué la base salina o el estrato que la subyace se hunden para permitir que el nivel original de la cima de la sal permanezca constante.

FLUIDOS INMISCIBLES

Con las experiencias de los anteriores investigadores y apoyado en la postulación de Arrhenius (1912), Nettleton (1934) propuso el flujo salino con fundamentos de mecánica de fluidos. En su modelo inicial Nettleton utilizó dos líquidos inmiscibles, aceite denso simulando a la capa de sal y jarabe de maíz simulando a la sobrecarga. En un recipiente cristalino, primero colocó el aceite y después el jarabe de maíz, durante un tiempo aproximado de 12 minutos observó el desarrollo completo de una estructura diapírica (Fig. 9). En los tiempos intermedios observó el desarrollo de un pequeño montículo y a sus lados pequeños hundimientos periféricos. Conforme pasaba el tiempo, los pequeños montículos y hundimientos periféricos fueron creciendo hasta alcanzar una estabilización hidráulica entre los dos fluidos, formando así la estructura diapírica.

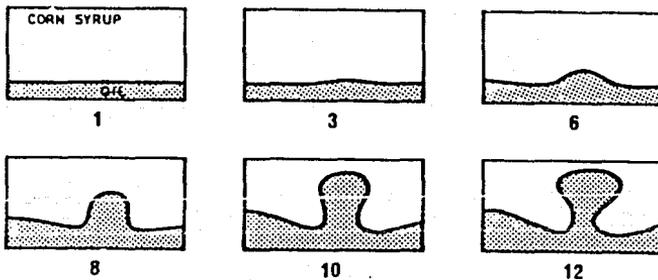


FIG. 9 - Modelo de Fluidos Inmiscibles (Nettleton, 1934).

El modelo de Nettleton ha sido uno de los más explotados por diversos investigadores, pues se fundamenta en el concepto de diferencia de densidades para explicar el comportamiento de flujo salino. Trabajos posteriores como los de Parker y McDowell (1955), de Trusheim (1957 y 1960) (Fig. 10), y más recientemente de Jackson y Talbot (1986) entre otros, se apoyaron en este modelo para proponer los mecanismos del flujo salino, efectuando algunas modificaciones al modelo original, como es la variación del espesor de la sobrecarga.

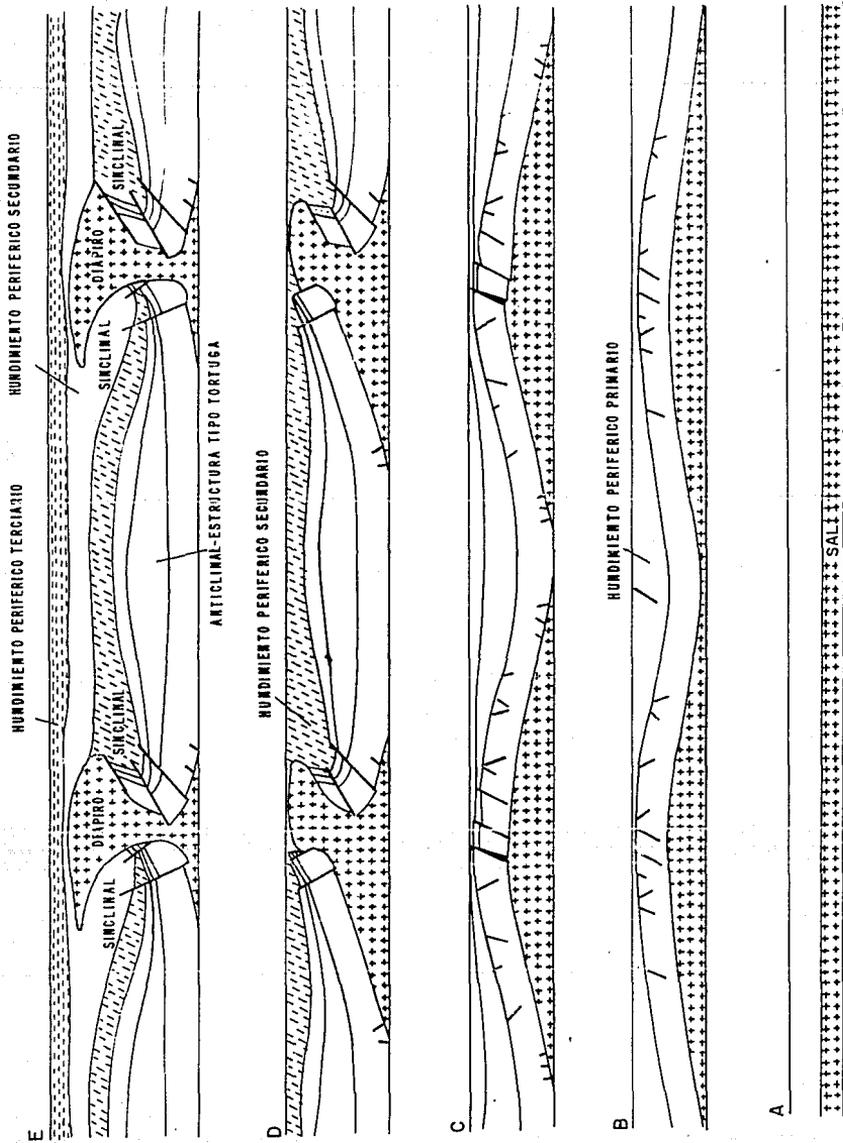


FIG. 10 - Modelo de evolución estructural de la masa salina
propuesto por Trusheim (1960).

MODELOS RECIENTES

HALOKINESIS POR FLOTACION

Este proceso se efectúa cuando la diferencia de densidades entre la sal y la sobrecarga toma un valor negativo, ocasionando con esto una inestabilidad gravitacional entre ellas y por el efecto de la gravedad, se induce la recuperación isostática (Fig. 11). Este mecanismo se fundamenta en las ideas de Nettleton, que definen como "punto crítico" a la profundidad en donde la sal comienza a flotar por la diferencia de densidades. Jackson y Talbot (1986) mencionan que posiblemente este proceso sea el responsable de la formación inicial de montículos de sal, y la amplitud de éstos dependerá de la relación de espesores entre la carga sedimentaria y la sal, así como de sus viscosidades y el tiempo de deformación.

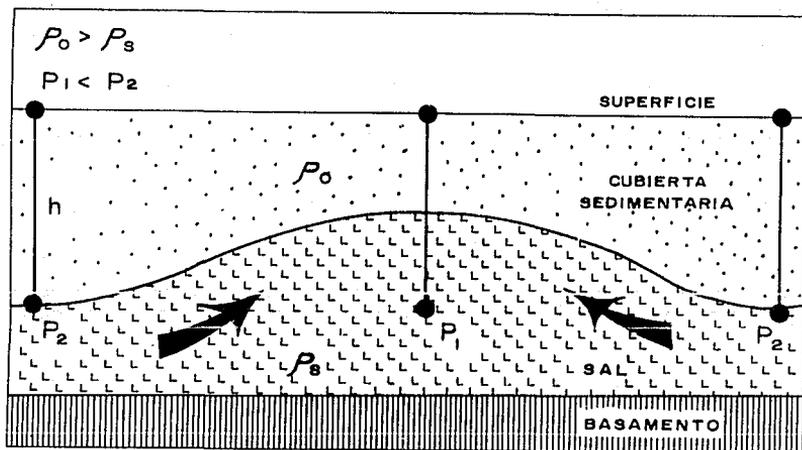


FIG. 11 - Halokinesis por flotación (JACKSON y TALBOT, 1986).

HALOKINESIS POR CARGA DIFERENCIAL

Las variaciones laterales en espesor, tanto de la capa de sal como de la columna sedimentaria son muy frecuentes en los ambientes deltaicos, aluviales y de pendientes de plataforma. Esas condiciones ambientales darán como resultado fuertes cambios de densidad y dureza de las capas sobreyacentes a la masa salina, y consecuentemente existirán zonas con mayor peso y otras más ligeras sobre dicha masa. En esas situaciones se tiene una carga diferencial, que a medida que se incrementa producirá el desarrollo de estructuras individuales más o menos simétricas a velocidades mucho mayores que las requeridas por la flotación (Fig. 12). Este mecanismo es uno de los más importantes en la formación de estructuras salinas diapíricas. A diferencia del mecanismo de halokinesis por flotación, el mecanismo por carga diferencial no requiere de una inversión de densidades, pues la sal fluye únicamente de las zonas de mayor carga hacia las de menor carga sedimentaria. Este flujo dependerá de la relación de viscosidades entre la carga sedimentaria y la capa de sal. Jackson y Galloway (1984) mencionan que la viscosidad actual de la sobrecarga en las costas del Golfo se estima en 10^{21} poises, mientras que para la sal varía de 10^{14} a 10^{17} poises, estos valores permiten un desarrollo más rápido de domos y diapiros.

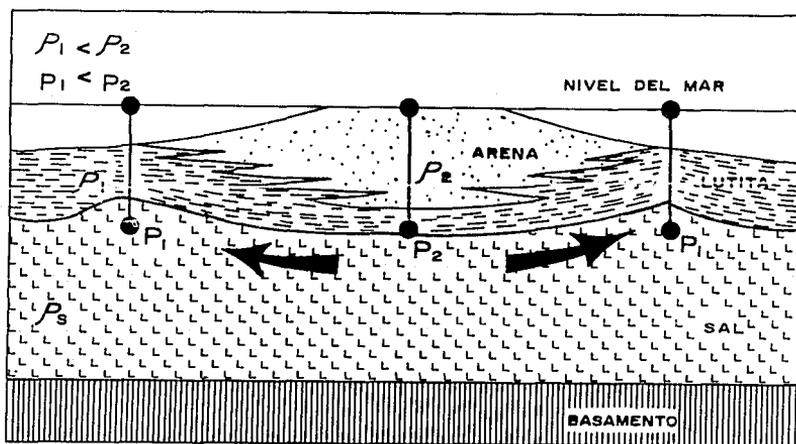


FIG. 12 - Halokinesis por carga diferencial (JACKSON y TALBOT, 1986)

HALOKINESIS DE EXPANSION POR GRAVEDAD

Cuando la sal extrusiona en la superficie en forma diapírica o se emplaza lateralmente en sedimentos débilmente consolidados, el proceso de su movilidad no termina ahí, pues ella continúa su movimiento hacia los lados de su intrusión, tal como el proceso de expansión del piso oceánico (Fig. 13). Según Jackson y Talbot (1986), para que esta expansión o desbordamiento de sal se efectúe en superficie, se requiere de una pendiente de por lo menos 3 grados de inclinación. En este proceso se inicia el desarrollo de estructuras de sal alóctona, como son los canopies y lenguetas de sal (salt canopies, salt tongues). Este mecanismo se activa cuando el bulbo de los diapiros comienza a expandirse lateralmente por simple gravedad, conformando así grandes extensiones de sal en niveles muy cercanos a la superficie, como lo confirman los canopies del Great Kavir en Irán.

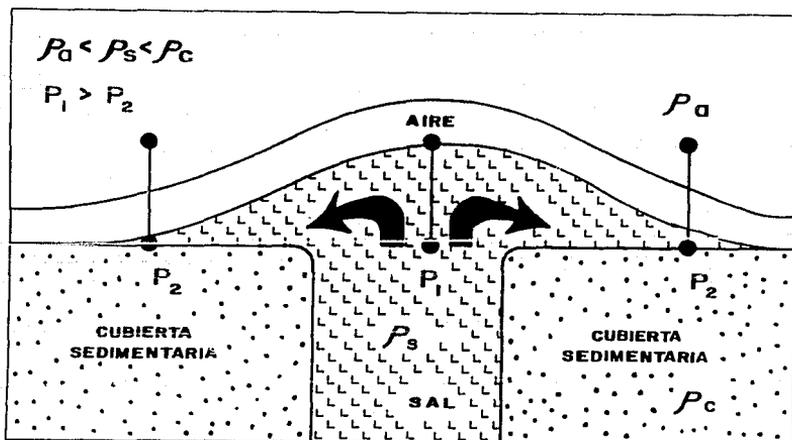


FIG. 13 - Halokinesis de expansión por gravedad (JACKSON y TALBOT, 1986).

HALOKINESIS POR CONVECCION TERMAL

Los conceptos de corrientes de convección, aplicados en tectónica de placas, también se han propuesto actualmente para explicar la movilidad de la sal (Fig. 14). La gran conductividad termal que presenta la sal, es una razón suficiente para pensar que ésta puede sostener una convección cíclica a profundidades cercanas a los 4500 m, con temperaturas entre 170 a 300° C. Esta hipótesis aún no está bien fundamentada, pero no debe descartarse el razonamiento propuesto por Jackson y Talbot.

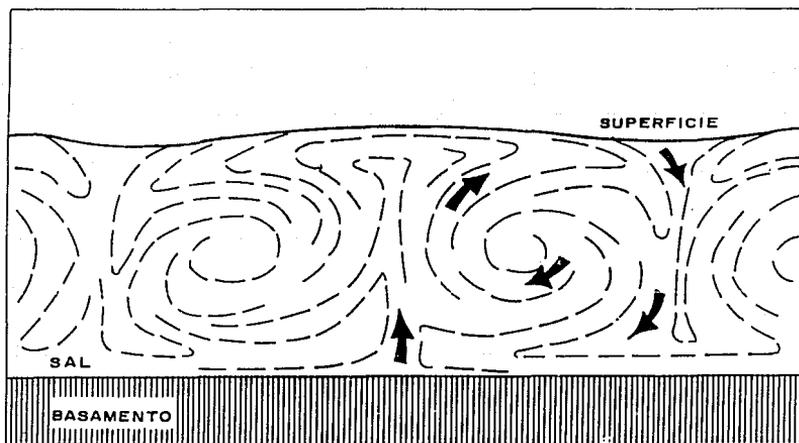


FIG. 14 - Halokinesis por convección termal (JACKSON y TALBOT, 1986).

HALOTECTONICA EXTENSIONAL Y COMPRESIONAL

Un concepto más reciente de la movilidad de la sal, es la introducción de los efectos tectónicos sobre las masas salinas, es decir, las fuerzas distensivas y compresivas que actúan por el movimiento de la placas tectónicas. Las fuerzas de extensión provocan zonas de desacoplamiento para formar ondulaciones de sal (salt rollers) con el desarrollo

de fallas ístricas en la cubierta sedimentaria, en donde los planos de falla resbalan sobre la cresta de sal (Fig. 15). Este arreglo estructural funcionará como un sistema inestable para propiciar el flujo de la sal, dependiendo de si la presión litostática se incrementa para tener una inversión densidad o se mantiene estable. Por otro lado, si las fuerzas son compresivas, entonces la sal actúa como una zona de despegue para el cabalgamiento de la sobrecarga, quedando estable si el acortamiento mantiene una densidad normal, pero si el acortamiento producido invierte la densidad, entonces la sal fluirá por la zona de despegue en forma ascendente (Fig. 16).

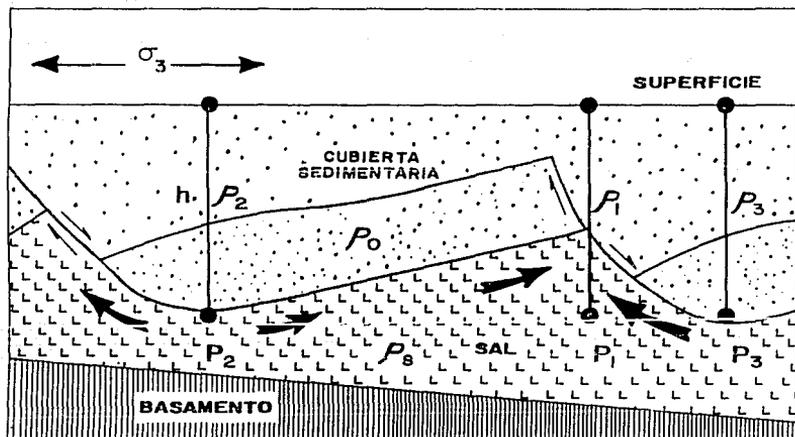


FIG. 15 - Halotectónica extensiva (JACKSON y TALBOT, 1986)

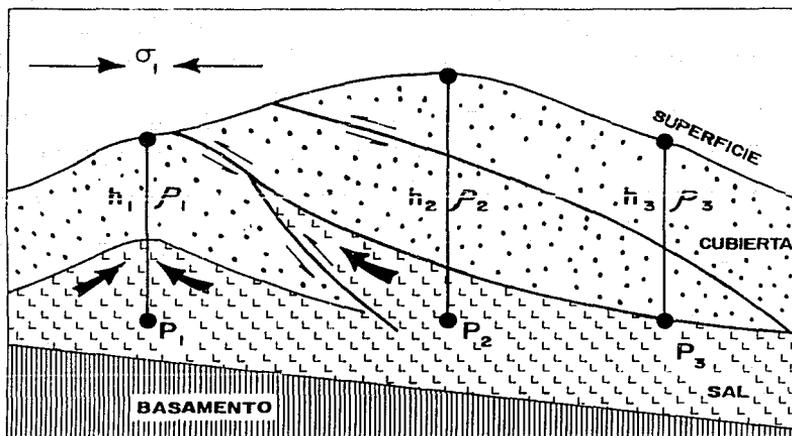


FIG. 16 - Halotectónica compresional (JACKSON y TALBOT, 1986)

EVOLUCION Y CLASIFICACION DE ESTRUCTURAS SALINAS

GENERALIDADES

El desarrollo de una secuencia evaporítica involucra la precipitación de carbonatos, yeso, halita y finalmente sales de magnesio y potasio, todos llamados minerales evaporíticos. El más abundante de ellos es la halita, conocida comúnmente como sal gema. La formación de unidades evaporíticas se da en áreas subtropicales en las que la evaporación excede la precipitación pluvial, generalmente desiertos, cuencas sedimentarias cerradas o en mares protegidos por arrecifes u otras barreras naturales. Si esas áreas son invadidas cíclicamente por agua de mar, las altas temperaturas comenzarán a evaporar el agua y por lo tanto se irán precipitando los minerales evaporíticos para formar capas de sal.

Inicialmente, la sal es depositada sobre una superficie irregular, resultando entonces capas de sal con espesores diferenciales. Durante el período de apertura de la Cuenca del Golfo, se depositaron aproximadamente 10 millones de kilómetros cúbicos de sal en capas de un kilómetro de espesor en promedio (Fox, 1987). Esas capas actualmente se encuentran sepultadas por sedimentos más jóvenes de las márgenes continentales.

La sobrecarga sedimentaria influyó en el crecimiento de estructuras salinas, y en la compactación del depocentro de la cuenca. La progradación de sedimentos ha provocado que la cubierta sedimentaria no sea uniforme lateralmente y por lo tanto sus espesores varían también. Estas condiciones geológicas han propiciado variaciones en la densidad, viscosidad efectiva, dureza y ductilidad de los sedimentos. Por ello, la evolución de las estructuras salinas ha dependido en gran medida de la carga diferencial de los sedimentos sobreyacentes a éstas.

Investigadores como Bishop (1978); Nelson y Worrall (1989); Seni y Jackson (1989); Talbot y Cornelius (1986) entre otros, han realizado análisis cualitativos de la influencia progradante de los sedimentos sobre la sal. El modelado matemático y experimental de estos efectos es sumamente complejo, pues los parámetros que se deben considerar, como la carga sedimentaria, su densidad de compactación y viscosidad

efectiva, son muy variables en función del tiempo de subsidencia de la cuenca. Son pocos los modelos matemáticos que involucran todos esos parámetros. El más completo de ellos es el de Biot (1965) explicado anteriormente, pues sí considera esas variables en función del tiempo, únicamente que se limita a dejar constante el espesor de la carga litostática, factor que también es variable.

Uno de los modelos más recientes y que ha integrado las ideas de otros es el de Jackson y Talbot (1986), el cual describe la evolución estructural de los cuerpos de sal depositados inicialmente, así como las formas que adquieren a través de su historia. Estos autores clasificaron a las estructuras salinas en estructuras no diapíricas y diapíricas. Las primeras generalmente involucran estructuras concordantes de baja amplitud, que incluyen a las ondulaciones de sal (salt rollers), montículos de sal (salt swells), anticlinales salinos (salt anticline) y almohadillas de sal (salt pillows) en ese orden de evolución. Las otras comprenden estructuras discordantes, intrusivas y extrusivas de alta amplitud, designándolas como paredes de sal (salt walls), bloques diapíricos de sal (diapiric salt stock), domos salinos extrusivos (extrusive salt dome), "namakiers" y diapiros desprendidos (detached diapirs).

En 1989, los mismos autores presentaron otro modelo similar al anterior, pero incluyeron otro tipo de estructuras emplazantes mencionándolas como lenguetas de sal (salt tongues, Worrall y Nelson, 1989) y otras que definieron como "canopies" (salt canopies). En esta tesis se integraron ambos modelos, para conceptualizar más ampliamente la evolución estructural de la masa salina, sugiriendo que ésta se inicia con la formación de estructuras autóctonas, ya sea de ondulaciones de sal o bien de montículos, que evolucionan a almohadillas o domos y éstos a su vez podrán formar paredes de sal o diapiros y finalmente estructuras de sal autóctona conocidas como láminas, lentes, lenguetas y "canopies" (Fig. 17). Cada una de esas estructuras puede suspender su crecimiento en cualquier etapa de su formación.

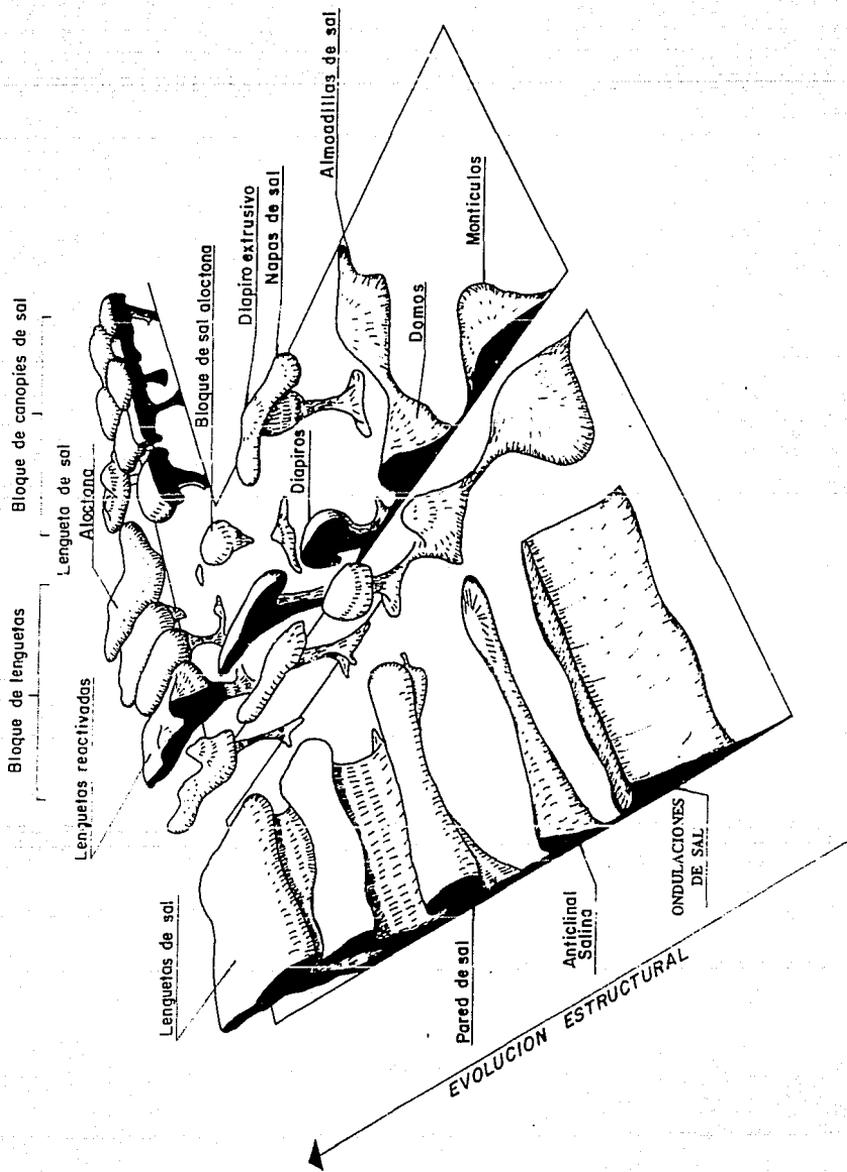


FIG. 17 - Modelo de evolución estructural de la masa salina (adaptado de JACKSON y TALBOT, 1986).

ESTRUCTURAS SALINAS NO DIAPÍRICAS

Las estructuras salinas concordantes no diapíricas son las primeras que se generan en el proceso de deformación de la masa salina. Este tipo de estructuras presentan relieves suaves en sus cimas y sólo producen plegamiento flexural en la sobrecarga, por lo que se consideran inmaduras. Estas se clasifican básicamente como:

- Montículos de sal (salt swells)
- Ondulaciones de sal (salt rollers)
- Almohadillas o domos de sal (salt pillows)

MONTÍCULOS

Estas estructuras se forman en las primeras etapas de evolución, dando inicio a tenues protuberancias sobre la interfase sal-sedimentos (Fig. 18). En un principio las protuberancias crecen a diferentes velocidades, pero las que crecen más rápido subsistirán y se alejarán de las más lentas. Gradualmente la interfase casi plana es transformada en un campo de montículos senoidales regularmente espaciados, formados por el crecimiento acelerado de las protuberancias iniciales. La longitud de onda de los montículos dependerá del espesor relativo y la viscosidad de las dos capas. La densidad relativa de los sedimentos sobreyacentes determinará la velocidad de ascenso de los montículos. Estas estructuras tienen aproximadamente secciones transversales simétricas con una base plana y una cima arqueada con pendientes suaves y alcanzan una amplitud de entre 0.1 a 0.5 Km (Yorston, 1989). Durante esta primera etapa, los espacios entre los montículos son rellenados por sedimentos con diferente densidad, que formarán depresiones circulares reflejando la imagen inversa de los montículos. El mecanismo que se involucra en la formación de estas estructuras es de halokinesis por flotación.

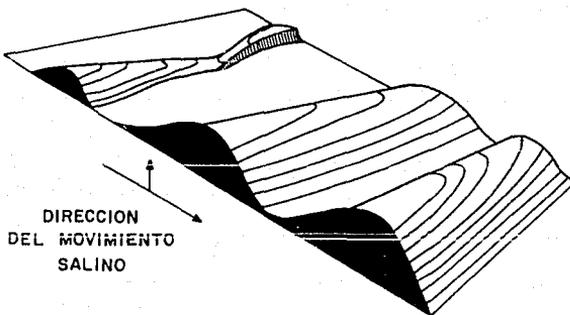


FIG. 18 - Desarrollo de montículos de sal.

ONDULACIONES DE SAL

Bally (1981) asignó el nombre de "salt rollers" (ondulaciones de sal) a aquellas estructuras similares a los montículos, pero las diferenció de éstos por ser asimétricas en sección transversal. Uno de sus flancos tiene una larga pendiente con echado suave, que está en contacto estratigráfico con la cubierta; el otro flanco es corto, con un pronunciado escarpe en la cubierta, este flanco funciona como plano de deslizamiento de falla normal. Yorston (1989) menciona que ese plano de deslizamiento generalmente es de alto ángulo y se desarrolla a profundidad, con la posibilidad de extenderse hacia arriba; también comenta que las fallas dominantes son sintéticas, pero que se pueden o no desarrollar fallas antitéticas. La morfología descriptiva de estas estructuras, la resume Yorston (1989) como estructuras de formas elongadas, de bajo relieve, arregladas en hileras

paralelas a la margen basal, con dimensiones de hasta 1 km de relieve, longitudes de decenas de kilómetros y una anchura de hasta 10 Km (Fig. 19). Este tipo de estructuras se desarrollan generalmente en la parte superior de las márgenes de las cuencas pasivas en donde los espesores de sal son delgados, como en Louisiana, Arkansas, Mississippi y Alabama, en los Estados Unidos; también como en las costas de Brasil, Angola y Gabon. El mecanismo de su formación es un proceso combinado de halotectónica extensional y halokinesis por carga diferencial.

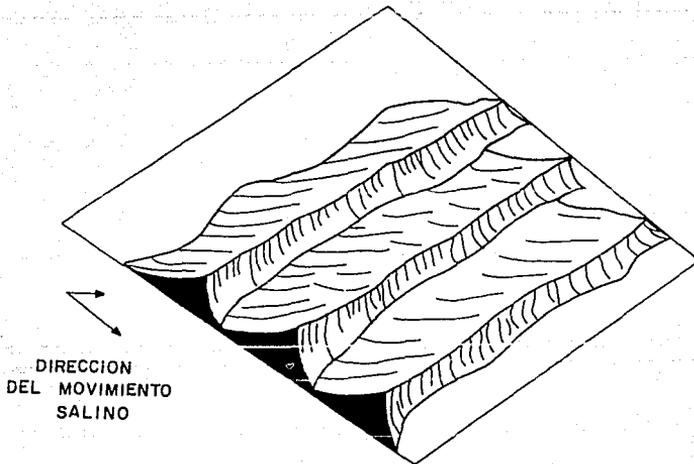


FIG. 19 - Desarrollo de ondulaciones de sal.

ALMOHADILLAS Y DOMOS DE SAL

En una segunda etapa, cuando la carga sedimentaria se incrementa, las formas de los montículos y las depresiones comienzan a diferir. En cuanto los montículos exceden una cierta altura de entre 0.5 Km a 2.5 Km (Yorston, 1989), ellos se contraen para angostarse y elevarse, formando así domos o almohadillas, los cuales incrementan cada vez más la pendiente de sus flancos (Fig. 20). El mecanismo de su formación es básicamente de halokinesis por carga diferencial. Estas estructuras tienen aproximadamente 10 Km de longitud de onda en promedio, y vistas en planta son circulares a moderadamente elípticas, y sus bases son generalmente subplanares.

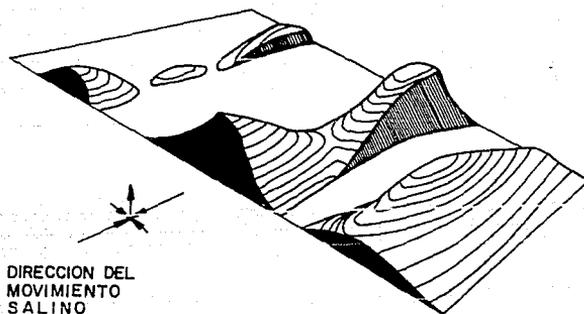


FIG. 20 - Desarrollo de almohadillas y domos.

ESTRUCTURAS SALINAS DIAPIRICAS

Las estructuras no concordantes o diapíricas son aquellas que se forman por la intrusión de la masa salina en la cubierta sedimentaria. Las estructuras que resultan de estas intrusiones se clasifican como:

Paredes y bloques de sal (salt walls, salt stocks)

Diapiros salinos (salt diapirs)

Canopies y lenguetas de sal (salt canopies, salt tongues)

PAREDES Y BLOQUES DE SAL

Las paredes de sal son estructuras elongadas con una amplitud mucho mayor que los domos y son de carácter intrusivo, formando de hecho grandes cordilleras salinas; los bloques son similares a las paredes, pero longitudinalmente son menores (Fig. 21). Estas estructuras se desarrollan primordialmente en los depocentros de las cuencas, como sucede en la Cuenca Zechstein del Mar del Norte. La dirección de elongación es paralela al plano de contorno de la base de la sal. Estas estructuras alcanzan alturas de 5 km y longitudes de hasta 260 km. Ambas estructuras son el resultado de una intensa sedimentación sobre las capas de sal, que por mecanismos de halokinesis por carga diferencial y flotación se van desarrollando rápidamente.

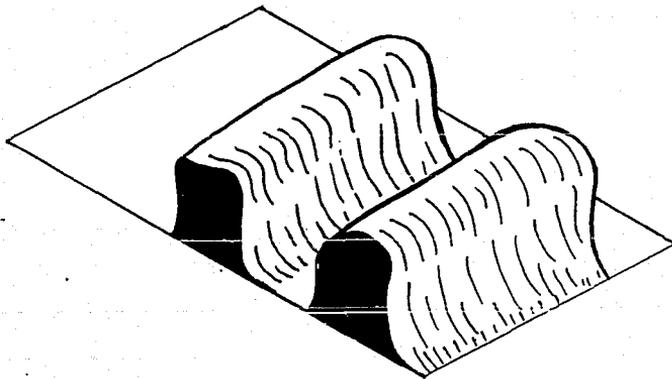


FIG. 21 - Desarrollo de paredes y bloques.

DIAPIROS

Estas estructuras se originan con el cambio más pronunciado en lo que era la cima del domo, pues éste se convierte en un bulbo sobresaliente con un tallo delgado. En esta etapa la sal en movimiento emplaza la cubierta sedimentaria en forma diapírica, formando de este modo los diapiros de sal, produciendo un fallamiento extenso en las rocas que rodean al diapiro. Jackson y Talbot (1986) propusieron que la forma del bulbo puede variar si la densidad de los sedimentos sobreyacentes con los que entra en contacto es mayor, menor o igual que la densidad de la sal (Fig. 22). Cuando los sedimentos de las capas sobreyacentes no han sido compactados lo suficiente para superar la densidad de la sal, entonces la viscosidad en ellos es baja y la forma de su bulbo es como la de un dedo pulgar (Fig. 22a). Por otro lado, si la cubierta sedimentaria es más rígida y relativamente indeformable, en este caso la sal en ascenso es desviada en un

fuerte flujo toroidal que origina un bulbo en forma de balón (Fig. 22b), generando una recirculación de la sal en ascenso. Finalmente, si la densidad de la cubierta sedimentaria es igual a la densidad de la sal, es decir igualmente viscosos, también se establecerá una circulación toroidal, pero con la recirculación de ambas capas, provocando con ello que la periferia del diapiro comience a dragarse para formar así un bulbo en forma de hongo (Fig. 22c). Si existe un punto neutral, es decir, de iguales densidades, la sal podrá fluir lateralmente en la zona de interfase en equilibrio isostático (Fig. 22d y e).

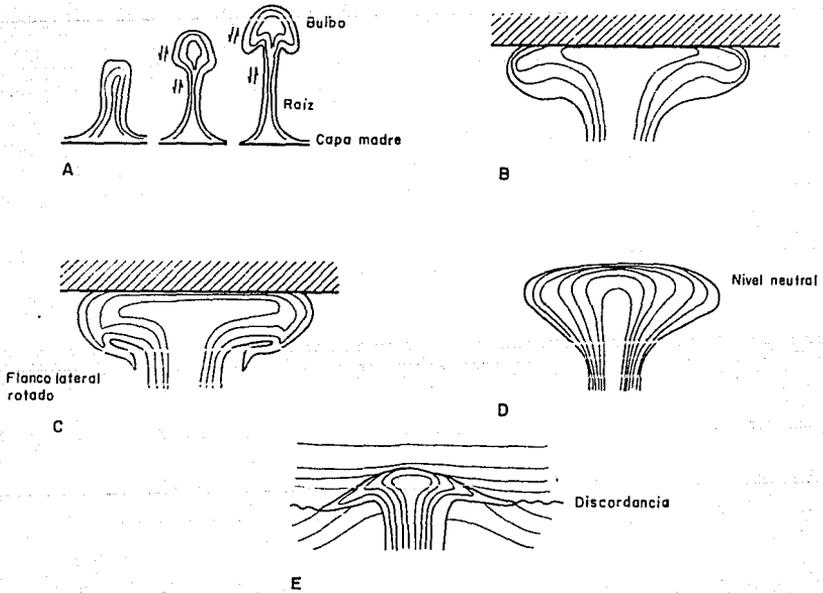


FIG. 22 - Desarrollo de diapiros salinos.

CANOPIES Y LENGUETAS SALINAS

Cuando los diapiros alcanzan niveles muy superficiales y los bulbos de éstos adquieren una forma definida, pueden ocurrir tres cosas que, según Fox (1987), son las siguientes: 1) que el bulbo del diapiro sea decapitado por agua subterránea, pues los estratos cercanos a la superficie son porosos y pueden saturarse de agua subterránea, lo que puede disolver la cima del diapiro tan rápido como éste asciende. En esos casos la superficie de disolución es cubierta mediante residuo de yeso relativamente insoluble que ha sido dispersado en el ascenso de la sal; 2) si el emplazamiento se presenta en los desiertos, la disolución de la sal mediante agua subterránea es menos probable y por tanto la decapitación del bulbo se efectúa mediante la erosión, como es el caso de diapiro en forma de hongo en el desierto Great Kavir en Irán central, el cual ha quedado expuesto a la superficie por efectos de erosión. Esta gran estructura salina es el resultado de la coalescencia lateral de los bulbos de 12 diapiros, conformando así un simple canopie de 40 kilómetros de longitud (Jackson y Talbot, 1989); 3) puede ocurrir que cuando la cubierta sedimentaria es menos densa que la sal, esta última se emplaza lateralmente entre las interfaces de los estratos o bien extrusiona en la superficie.

Un ejemplo de estas extrusiones son los canopies de Zagros en el sur de Irán, que durante los últimos 15 millones de años el ascenso de la sal ha sido acelerado por la colisión de las placas tectónicas de Arabia y Eurasia (Jackson y Talbot, 1989). Si el flujo lateral de sal es de decenas de kilómetros a niveles muy someros y en una dirección preferencial, se conformarán las estructuras denominadas como lenguetas de sal (Worrall y Nelson, 1989), y si el flujo es bidireccional, entonces se formarán por coalescencia de flujos los llamados canopies (Jackson y Talbot, 1989) (Fig. 23), o "namakiers" (Jackson y Talbot, 1986).

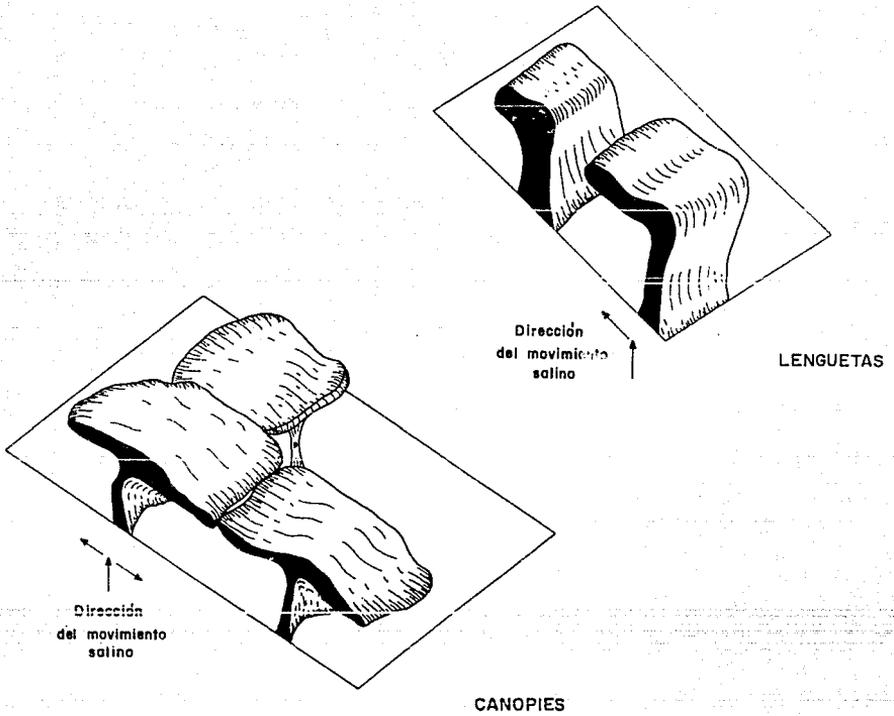


FIG. 23 - Desarrollo de canopies y lenguetas salinas.

ASPECTOS SISMICOS DE LAS ESTRUCTURAS SALINAS

VELOCIDAD SISMICA DE LA SAL

Puesto que la densidad de la sal permanece relativamente constante a cualquier profundidad, su velocidad sísmica también permanecerá constante, independientemente del espesor de la carga litostática y de su profundidad de sepultamiento. Bajo esas condiciones la velocidad sísmica para la sal (Fig. 24) es de:

$$62 \mu\text{seg/ft} \approx 14625 \text{ ft/s} \approx 4500 \text{ m/s}$$

y la anhidrita en forma pura presenta una velocidad aproximada de 6000 m/s (19500 ft/seg). Cuando la sal contiene una considerable proporción de anhidrita diseminada, su velocidad sísmica es de 4800 m/s (15600 ft/seg) o más altas. También la presencia de capas gruesas de anhidrita y de unidades de carbonatos dentro de un intervalo de sal pueden afectar apreciablemente la velocidad promedio a través de dicho intervalo. Las variaciones de velocidad en un intervalo de sal que contiene capas de anhidrita y/o carbonatos son promediadas en forma lineal, relacionando tanto el peso como el volumen a las densidades de las capas involucradas.

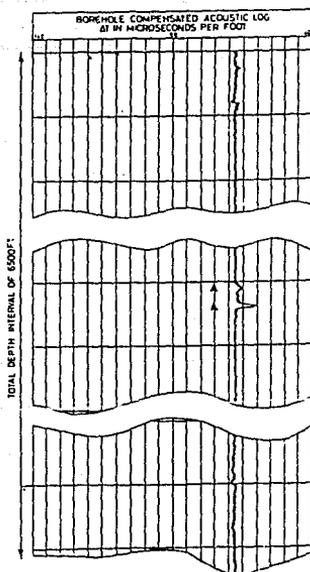


FIG. 24 - Registro sónico que muestra la velocidad de la sal.

INDICADORES SISMICOS DE LA DEFORMACION SALINA

Una secuencia evaporítica puede observarse en las secciones sísmicas mediante ciertos tipos de evidencia en los eventos de reflexión, los cuales indican el efecto de deformación de la sal, y de acuerdo con Jenyon (1986) éstos pueden agruparse en tres tipos de indicadores:

- 1) Dentro del intervalo de sal
- 2) Fuera del intervalo de sal
- 3) Otras indicaciones en la secuencia contigua a la sal.

INDICADORES DENTRO DEL INTERVALO DE SAL

La ocurrencia de sal se da comúnmente como miembros sobrepuestos de un ciclo evaporítico; esta disposición produce indicadores de reflexión, pues dentro del intervalo de sal se encuentran bandas de otras litologías (generalmente carbonatos y/o anhidritas) que representan la parte inferior o superior de los ciclos individuales (Fig. 25).

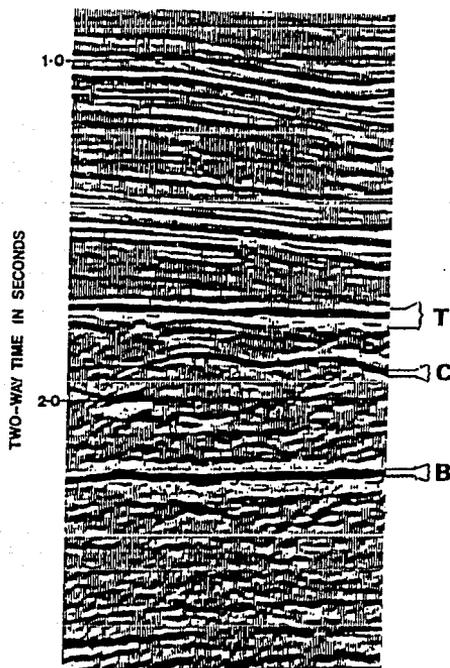


FIG. 25 - Respuesta sísmica de un ciclo evaporítico (T-B) y bandas competentes de carbonatos (C) dentro de este intervalo (JENYON, 1986).

Por lo general, en la secuencia evaporítica completa puede haber una o más bandas de rocas competentes de espesores mayores a los intervalos de sal, y como dichas bandas de rocas son mucho más densas que la sal y más gruesas, comparadas con la longitud de la onda sísmica dominante, ellas producirán un evento sísmico de reflexión fuerte y continuo dentro del intervalo libre de sal. Estas bandas competentes forman excelentes indicadores de las etapas iniciales del movimiento de la sal. La deformación de las bandas competentes, ya sea por movimiento lateral o vertical, se registra fielmente mediante los eventos de reflexión. La figura 26 muestra una ligera deformación de una banda competente (P) dentro de un intervalo de sal (T-B), el sur del Mar del Norte, posiblemente originada por un movimiento horizontal restringido de la sal hacia el margen de la cuenca (a la derecha de la sección). Un movimiento más intenso de la sal produce deformaciones más fuertes en esas bandas, como se observa en la figura 27.

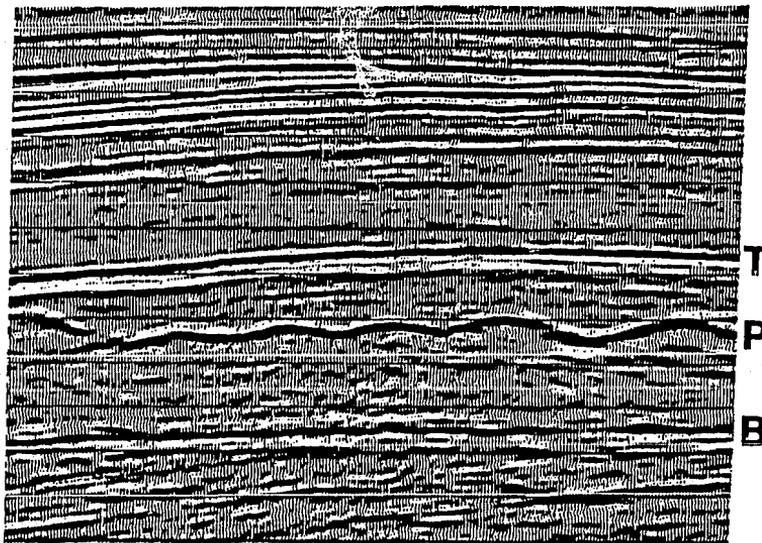
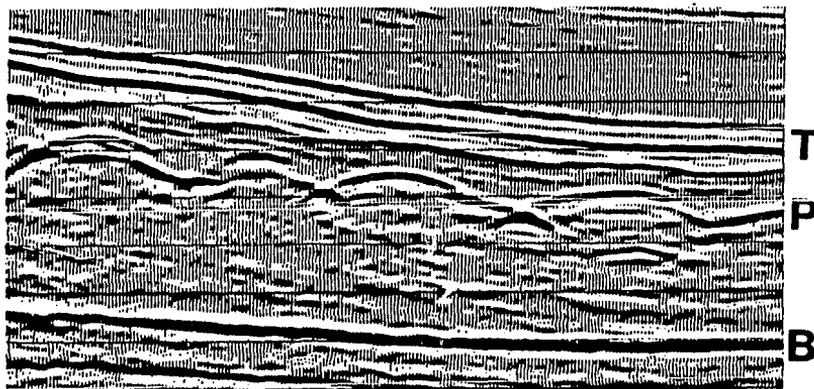


FIG. 26.- Ligera deformación una banda competente (P) dentro del intervalo de sal (T-B) (JENYON, 1986).



*FIG. 27.- Deformación más pronunciada de las bandas competentes
(JENYON, 1986)*

En la figura 28 se muestran las bandas competentes resquebrajadas (indicadas con flechas), hacia el exterior de la masa salina diapírica (D). Esto es debido a la fuerza con que la sal intrusión hacia la superficie. Este efecto se observa frecuentemente en las etapas finales, en las inmediaciones de un diapiro, en donde las capas sobreyacentes han sido despedazadas mediante el emplazamiento indicado con flechas, de tal manera que la secuencia de la cima está en un lugar sin apoyo estratigráfico.

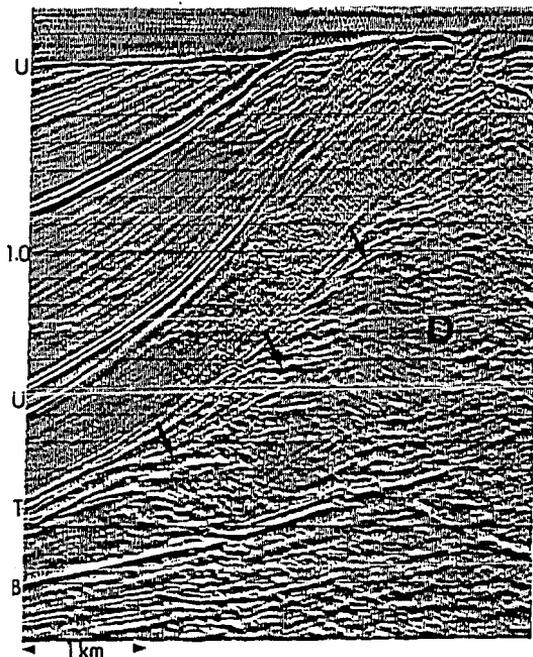


FIG. 28.- Bandas competentes totalmente fracturadas, debido al empuje ascendente de la sal. (JENYON, 1986)

INDICADORES FUERA DEL INTERVALO DE SAL

El engrosamiento y adelgazamiento del intervalo de sal produce estructuras en la secuencia suprayacente, las cuales se adaptan por sí mismas a las formas que toma la sal, generalmente mediante un ligero plegamiento en etapas iniciales y posteriormente en etapas finales mediante un plegamiento pronunciado y una zona de esfuerzos con fallamiento. Un ejemplo de plegamiento ligero se ilustra en la figura 29.

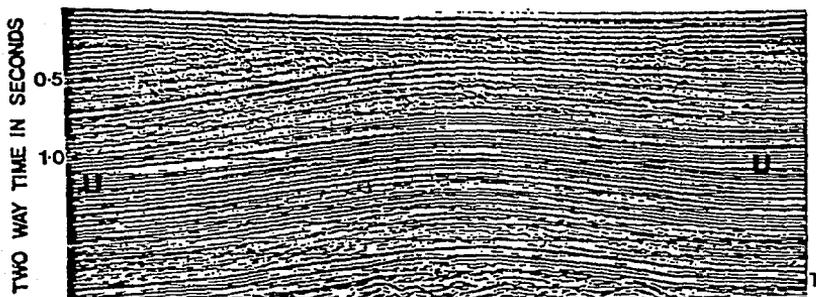


FIG. 29.- *Ligeros plegamientos de la cubierta sedimentaria (U) sobreyacente a la cima de sal (T). (JENYON, 1986)*

Puesto que el alivio de esfuerzos en el intervalo de sal, ya sea por fuerzas gravitacionales o tectónicas se da en movimiento lateral o ascendente, es improbable encontrar deformaciones en la base de la secuencia salina debidas al movimiento de la sal. Sin embargo, pueden aparecer por debajo de la capa de sal aparentes altos y bajos; estas características son conocidas como efectos "pull-up" y "pull-down" o anomalías de velocidades positivas/negativas (Fig. 30), originados por la diferencia de velocidades entre la sal y las secuencias adyacentes y también por las variaciones de espesor de la capa de sal. Si la velocidad de una capa de sedimentos sobreyacentes (capa A) es menor que la velocidad de la sal (capa B), se presentará el efecto "pull-up", y en caso contrario se tendrá un "pull-down". En cada caso, esa es la diferencia en tiempo a través de la ruta de viaje entre las localidades gruesas y delgadas de la capa B, lo cual determina la forma de la anomalía subyacente. En la figura 30b y 30c, la línea punteada en la base de la capa B es la forma real del subsuelo y la línea sólida es la forma resultante de la anomalía de velocidades.

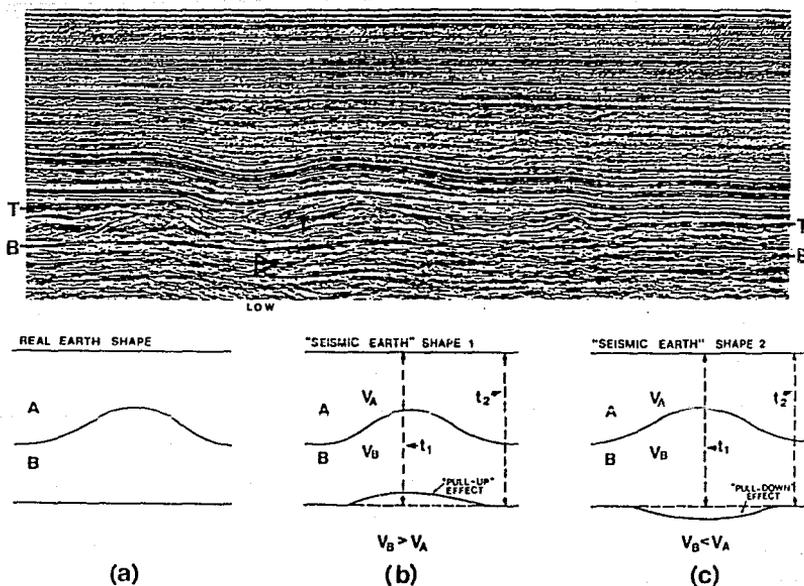


FIG. 30.- Efectos "pull-up" y "pull-down" debidos a los cambios anómalos de velocidades. (JENYON, 1986).

Como se mencionó antes, la densidad de la sal es relativamente constante con la profundidad, y por lo tanto la velocidad sísmica dentro del intervalo de sal es constante. Entonces, exceptuando la ocurrencia de bandas competentes de otros tipos de roca dentro del intervalo de sal, no habrá contraste de impedancia acústica y por lo tanto tampoco reflexiones dentro de una capa de sal, solamente existirá ruido sísmico incoherente. En la cima y la base de la sal podemos esperar fuertes reflexiones, debidas ya sea a un contraste de impedancia acústica normal entre la sal y los sedimentos confinantes, o bien porque en la cima y/o la base de la capa de sal están presentes bandas fuertemente contrastantes de los miembros del ciclo evaporítico, generalmente carbonatos y anhidritas.

Debido a los esfuerzos ascendentes de la sal, se origina un levantamiento continuo de las capas sedimentarias, formando un anticlinal en el que puede ocurrir una zona de debilidad en su parte externa, desarrollándose así una zona de esfuerzos de tensión en la cresta del pliegue anticlinal, siendo esa zona la de máximo esfuerzo. La persistencia de estos esfuerzos dará como resultado fallas normales, generalmente con sus respectivas antitéticas, originando un graben (G) como se ilustra en la figura 31.

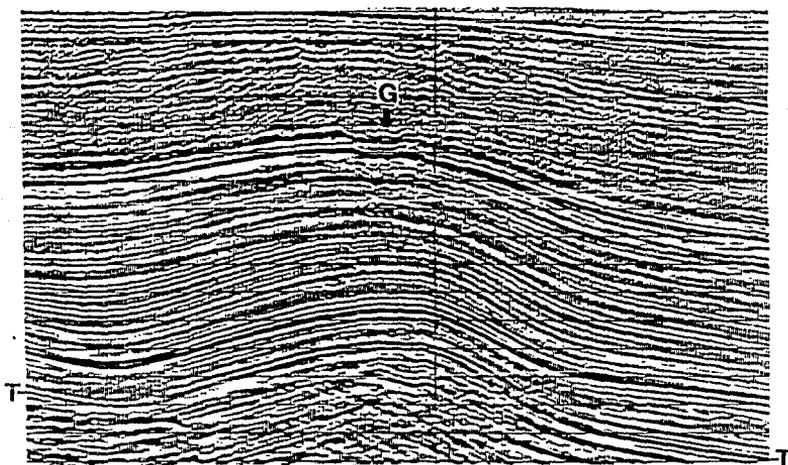


FIG. 31 - Desarrollo de graben somero (G) en la zona de tensión, en la cima de la carga litostática debido al empuje de la sal. (JENYON, 1986).

OTROS INDICADORES EN LA SECUENCIA CONTIGUA A LA SAL.

Bajo ciertas circunstancias de alta presión, el movimiento lateral de la sal puede ocasionar planos de bandeamiento contiguos en una secuencia clástica para ser forzados a separarse. Esto no puede asociarse al movimiento de sal controlado gravitacionalmente, como muchos lo conocen, sino que es un buen indicador de movimiento lateral de la sal

sometida a muy alta presión (Jackson y Talbot, 1986). Esto puede ocurrir en la margen de una cuenca, en donde existen grandes fallas de crecimiento que someten a fuertes presiones a la sal, hasta llegar el momento que ésta fluye hacia zonas de menor carga litostática, emplazándose así dentro de los planos de estratificación de las unidades de plataforma (Fig. 32).

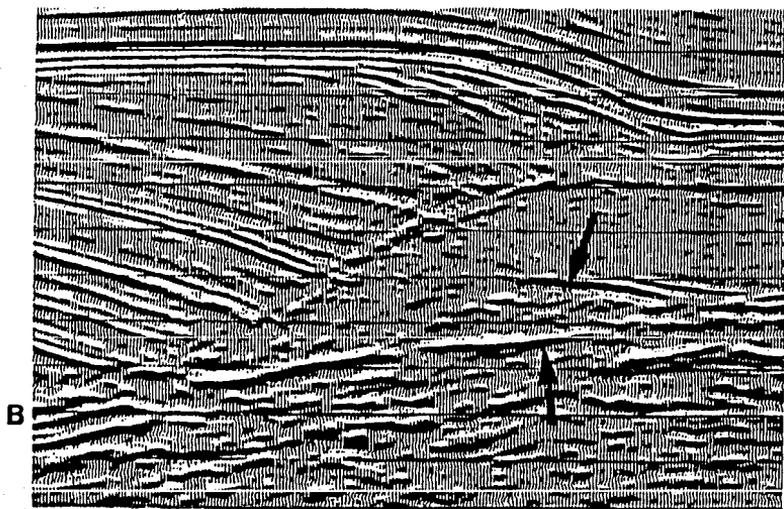


FIG. 32 - Fuertes eventos de reflexión (marcados con flechas) debidos a láminas de sal inyectadas en secuencias estratigráficas cercanas a las márgenes de la cuenca.

(JENYON, 1986).

Este efecto también se observa dentro de la cuenca durante las etapas de diapirismo, en la figura 33 se muestra un ejemplo donde la sal del diapiro "D" es inyectada dentro de los planos de estratificación de la carga sedimentaria ("A", "B") en el lado alto, en forma de lengüeta.

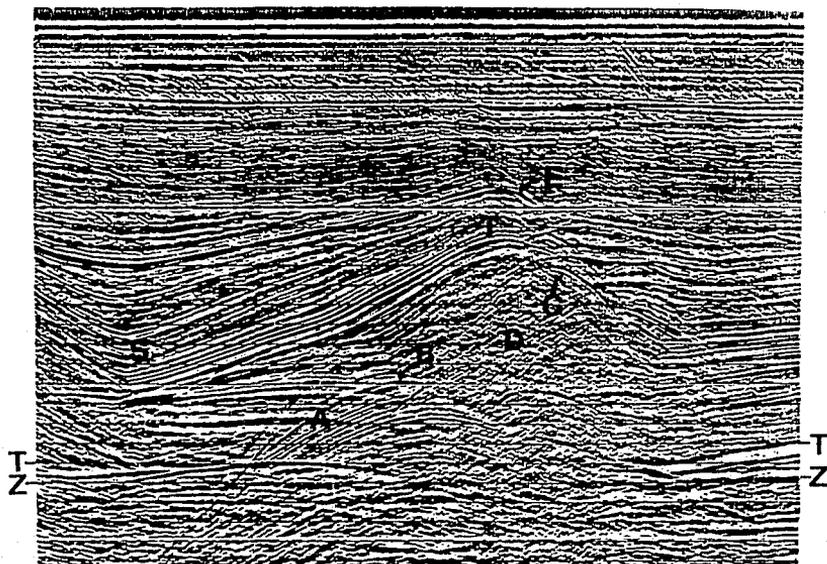


FIG. 33 .- inyección lateral de sal (A,B) de los bulbos de un diapiro (D).

(JENYON, 1986)

EXPRESION SISMICA DE LAS ESTRUCTURAS SALINAS Y FALLAS ASOCIADAS

ONDULACIONES DE SAL - FALLAS LISTRICAS

La imagen sísmica de una ondulación de sal es observada por secuencias sísmicas que se encuentran "rotadas" sobre la cima de la sal. El plano de falla en donde resbalan estas secuencias es uno de los flancos de la masa salina, el cual se caracteriza por ser corto con un pronunciado escarpe. Este flanco funciona como plano de deslizamiento de falla listrica; el otro flanco mantiene un ligero echado. Como se ha mencionado, el plano de deslizamiento generalmente es de alto ángulo y se desarrolla a profundidad, con la posibilidad de extenderse hacia arriba, generando fallas sintéticas dominantes, pero se pueden o no desarrollar fallas antitéticas.

Las fallas listricas se desarrollan en los lados de las ondulaciones de sal, particularmente del lado que cae hacia el centro de la cuenca. Este tipo de fallas es muy común en donde el echado de la base de sal es hacia la cuenca o el mar, como fuera de las costas de Angola (Fig. 34) o en la Cuenca Campos en las costas de Brasil (Fig.35).

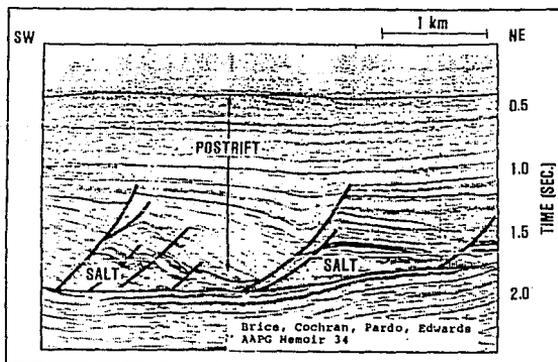
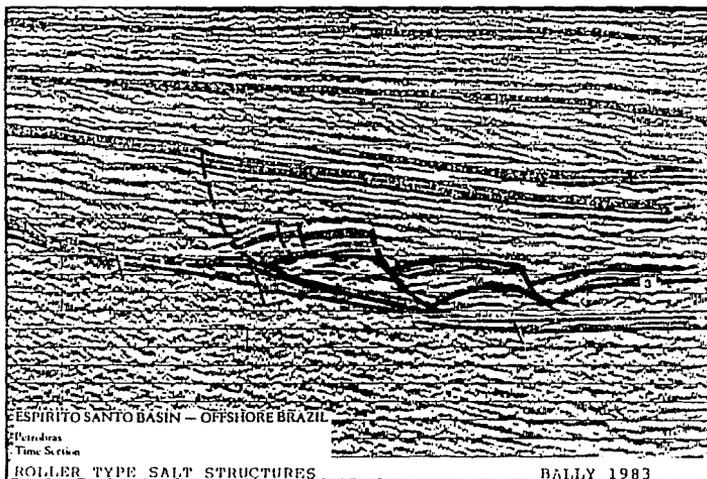


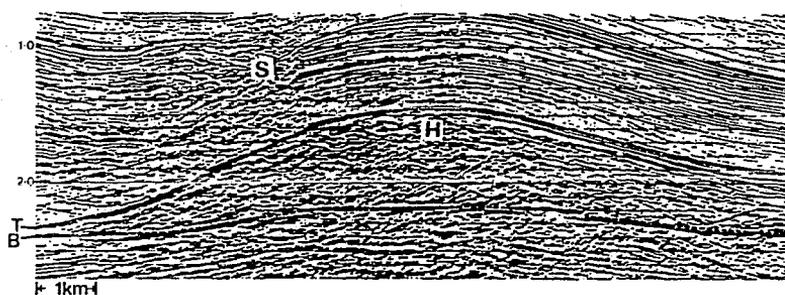
Fig. 34 - Expresión sísmica de ondulaciones de sal (salt rollers) en las costas de Angola (BALLY, 1983).



*FIG. 35 - Expresión sísmica de olas de sal en las costas de Brasil.
(BALLY, 1983).*

MONTÍCULOS, ALMÓHADILLAS Y DOMOS - FALLAS DE TENSION

Como ya se mencionó antes, los montículos de sal son desarrollados por ligeras cargas litostáticas que ejercen presión sobre la capa de sal subyacente. Esto significa que su existencia deberá ser somera, aproximadamente 600 m del nivel de superficie a la cima de la cresta del montículo. La expresión sísmica de estas estructuras es bien definida por la forma anticlinal que presentan y el gran contraste de impedancia acústica que se manifiesta en la cima y la base del intervalo de esta estructura. Por su etapa inicial de evolución; este tipo de estructuras aún no desarrolla fallas, solamente un ligero plegamiento flexural en la sobrecarga, como se puede observar en la figura 36.



*FIG. 36.- Representación sísmica de un montículo de sal en el Mar del Norte
(JENYON, 1986)*

Las almohadillas son estructuras de forma anticlinal, pero de dimensiones mayores y de longitud de onda menor que los montículos; los flancos de la almohadilla tienen pendientes más pronunciadas que los anteriores (Fig. 37). Por otra parte, los domos salinos son todavía más grandes que las almohadillas y por lo tanto su expresión sísmica deberá evaluarse detenidamente para diferenciarlos de las almohadillas. Un rasgo importante en la diferenciación es la continuidad de la capa de sal hacia los lados del domo o almohadilla. En los domos bien desarrollados, la capa de sal que le dió forma sufre un drástico adelgazamiento, llegando a desaparecer para constituirse cada domo en forma independiente, mientras que en las almohadillas aún permanece una capa de sal que enlaza a estas últimas estructuras. Las fallas que desarrollan estas estructuras son básicamente fallas normales de tensión, que forman grabens en la secuencia suprayacente.

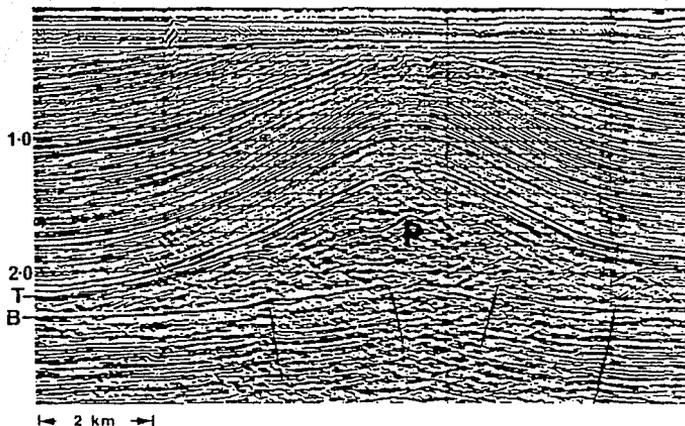


FIG. 37.- Representación sísmica de una almohadilla (JENYON, 1986)

Cabe recordar que el término de domo se refiere a todas aquellas estructuras de sal no emplazantes a la sobrecarga, es decir, que sólo provocan deformación y plegamiento en la sobrecarga debido al empuje ascendente de sal, como ya se indicó anteriormente. Por esta razón, la continuidad de los eventos sísmicos por encima de una almohadilla o domo deberá ser marcada con claridad, a excepción de las posibles fallas normales que se presenten por el plegamiento flexural que sufre la carga sedimentaria (Fig. 38).

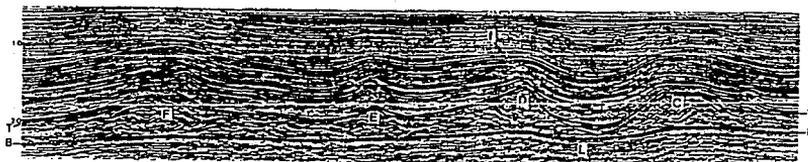


FIG. 38.- Representación de un desarrollo de almohadillas y domos observándose la simetría de longitudes de onda. (JENYON, 1986).

DÍAPIROS - FALLAS RADIALES

Por ser las estructuras más espectaculares, desde el punto de vista intrusivo hacia la carga sedimentaria, éstos presentarán reflexiones sísmicas complejas. Por lo que se deberá tomar en cuenta el tipo de sedimentos de la sobrecarga para interpretar más adecuadamente la posible forma del cuerpo intrusivo o diapiro, así como también las zonas de ruido incoherente que delimitan a los cuerpos de sal de las rocas encajonantes (Fig. 39). La expresión sísmica de estas estructuras es bastante contrastante con las secuencias sedimentarias contiguas y suprayacentes a la cima del diapiro, la adecuada interpretación sísmica de ellas dependerá en gran parte de la información de alta calidad, tanto en adquisición como en el procesado. Los diapiros se relacionan con fallas radiales que se forman por la separación de las capas sedimentarias por el empuje e intrusión de la sal en forma diapírica (Fig. 40).

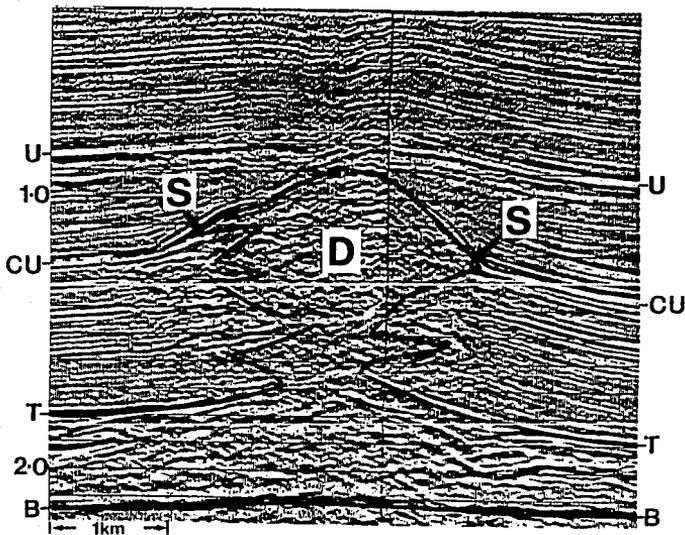
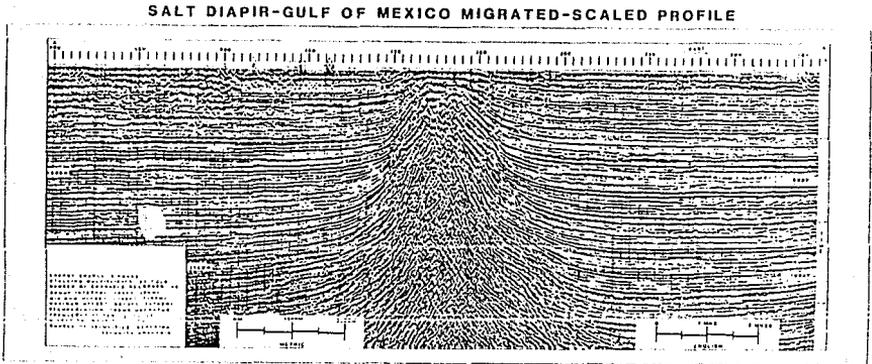


FIG. 39 - Expresión sísmica de un diapiro salino en el Mar del Norte
(JENYON, 1986)



**FIG. 40 - Expresión sísmica de un diapiro en el Golfo de México
(BALLY, 1983).**

BLOQUES Y PAREDES DE SAL - FALLAS DE CRECIMIENTO

Las fallas localizadas a los lados de las paredes de sal, constituyen los márgenes de los principales depocentros y son fallas normales de crecimiento con caída hacia la cuenca, presentes en los márgenes pasivos. También se pueden formar fallas de crecimiento con caída hacia el continente, que sirven como barreras para la sedimentación hacia el mar. Estas últimas son las llamadas fallas regionales opuestas, las cuales predominan tanto fuera como dentro de costa, como en Louisiana (Fig. 41). Por corresponder a estructuras de tipo emplazante, las paredes y bloques de sal presentarán, al igual que los diapiros, respuestas sísmicas muy contrastantes con las secuencias contiguas. Algunos ejemplos de ellas los tenemos en el Mar del Norte (Fig. 42), en donde la intensa deposición de sedimentos en el depocentro de la Cuenca Zeichten ha desarrollado este tipo de estructuras.

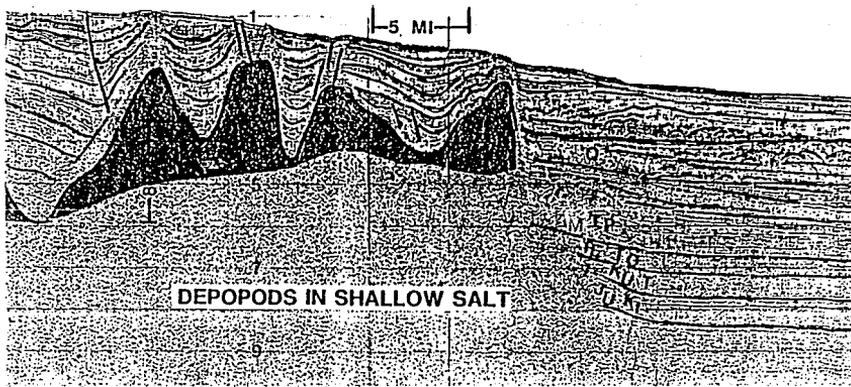


FIG. 41 - Ejemplo de paredes de sal y fallas regionales opuestas en las costas de Louisiana (YORSTON, 1986).

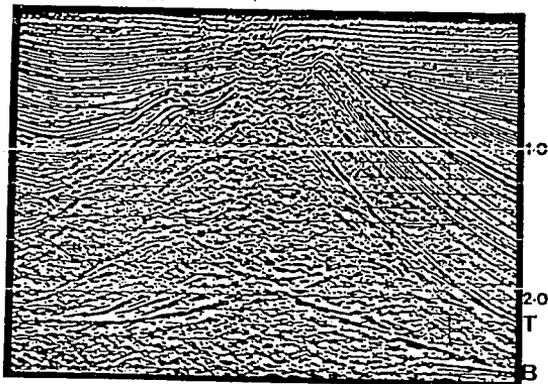


FIG. 42 - Bloques salinos en el Mar del Norte (JENYON, 1986)

CANOPIES Y LENGUETAS - FALLAS DE CRECIMIENTO

Este tipo de estructuras pueden identificarse en las secciones por la continuidad de un fuerte evento de alta amplitud, persistente en casi toda la sección en niveles muy someros. Este evento es contrastante con la señal caótica que se observa por debajo de dicha reflexión. No en todos los casos se registra este fuerte contraste de impedancia acústica, pues como se ha explicado anteriormente, el nivel freático disminuye el contraste de densidad entre la sal y los sedimentos sobreyacentes. Son pocos los ejemplos de estas estructuras, pues la conceptualización de ellas se ha venido dando en años recientes, por lo que no todos los investigadores coinciden en su denominación. Wu y otros en 1989 presentaron una interpretación de posibles lenguetas en las costas de Louisiana (Fig. 43). Yorston (1989) presentó la interpretación de un posible canopic (Fig. 44) en las costas de Texas. Las fallas asociadas a estas estructuras pueden ser fallas normales en la secuencia sobreyacente o fallas de crecimiento en los flancos de la masa salina.

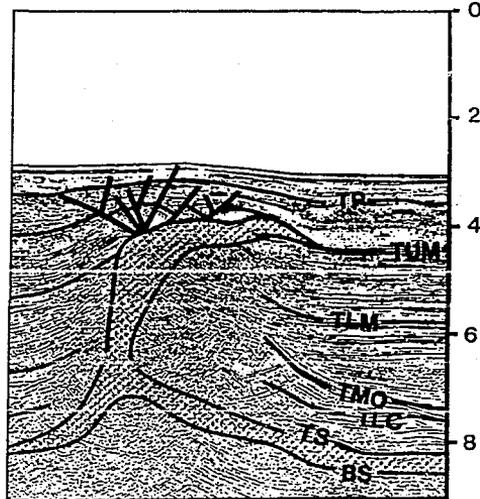
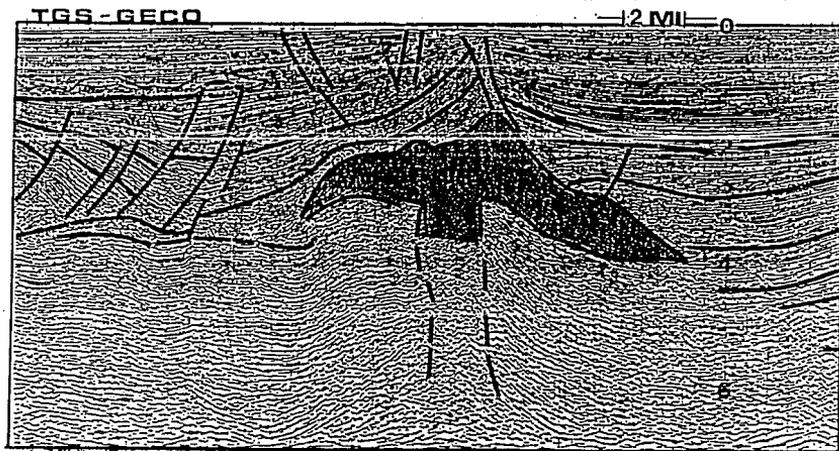


FIG. 43 - Expresión sísmica de lenguetas de sal en las costas de Louisiana
(WU y otros, 1990).



*FIG. 44 - Expresión sísmica de canopies en las costas de Texas
(YORSTON, 1986).*

INTERPRETACION SISMICA DE ESTRUCTURAS SALINAS EN EL SE DE MEXICO Y SUR DEL GOLFO DE MEXICO

CONSIDERACIONES PREVIAS

Las secciones sísmicas utilizadas en esta tesis, muestran las estructuras salinas más representativas del área de estudio. Los parámetros de adquisición y procesamiento de cada sección varían en su mayoría, algunas tuvieron 600% de apilamiento y otras 1200%, unas con intervalos entre puntos de tiro de 80 m y otras con 140 m. La mayoría de las secciones que corresponden a la parte marina están migradas y sólo algunas de la parte terrestre. Estas diferencias hacen evidente la regular o buena información sísmica. Todas las secciones sísmicas que se describen a continuación, pueden ubicarse en el plano de localización de la figura 1.

Para fines prácticos de esta tesis, se le llamó región "A" a las Cuencas: Salina del Istmo, Comalcalco, Macuspana, que en conjunto forman las Cuencas Terciarias del Sureste. En la parte occidental de esta región, existen estructuras salinas entre 100 y 1000 m de profundidad, las cuales se profundizan y se alejan entre sí hacia la parte oriental de la misma. La mayoría de las estructuras son relativamente amplias, de alto relieve y son emplazantes lateralmente en la parte occidental. El flujo de la sal ha provocado muchas fallas normales con una orientación NNE-SSW.

La mayor parte de la producción de aceite y gas está acumulada en arenas y areniscas de las Formaciones Encanto y Concepción Superior e Inferior, que corresponden a edades del Mioceno Medio-Tardío y Plioceno respectivamente. En menor cantidad de acumulación, se ha reportado a la Formación Depósito del Mioceno Medio-Inferior.

De acuerdo a los reportes de pozos perforados en el área, la columna sedimentaria del Mioceno es de por lo menos 5000 m de espesor en los depocentros principales de la Cuenca del Istmo, adelgazándose sobre las estructuras salinas. Los espesores de las formaciones varían considerablemente, con potentes secuencias de areniscas hacia los flancos de las mismas. La fuente de generación de hidrocarburos en yacimientos del

Terciario en las Cuencas Salinas del Istmo, Comalcalco y Macuspana es incierta. Los sedimentos del Mioceno en estas cuencas, se reportan con un alto contenido de materia orgánica sin madurez termal, excepto cuando está sepultada muy profunda y que de acuerdo a Holguín (1985), hay una variación de la materia orgánica de moderadamente inmadura a moderadamente madura, por ello se piensa que las acumulaciones de hidrocarburos en el Terciario provienen de la migración de hidrocarburos generados por lutitas negras del Jurásico Superior (Tithoniano). Sin embargo, debido a la gran capacidad de conducción térmica de la sal, la mayoría de las estructuras salinas intrusivas en el Istmo, pudieron haber influido en la maduración de las lutitas del Terciario, aumentando así su potencial como rocas generadoras; como también lo plantean González y Holguín (1992). La discontinua naturaleza de los cuerpos de arenas del Terciario, sugiere que las trampas estratigráficas pueden ser importantes para futuros descubrimientos de hidrocarburos.

SECCION L-1

Esta línea se localiza en la parte suroccidental de la región "A" y corresponde al área occidental de la Cuenca Salina del Istmo, se extiende aproximadamente 24 km en un rumbo NO-SE. En la sección se observan dos estructuras salinas principales a un nivel muy somero (Fig. 45). La primera al lado izquierdo, se manifiesta como un diapiro en una etapa avanzada de evolución, cuya interpretación se apoya en los siguientes criterios:

Los horizontes reflectores muestran un fuerte plegamiento en el intervalo de tiempo de 0.1 a 1.5 seg. e interrumpen su continuidad aproximadamente en un rango de 5 km, presentando en ese intervalo un fuerte ruido incoherente tanto en sentido vertical como horizontal. Esta imagen sísmica sugiere que la masa salina fue ascendiendo por el mecanismo de halokinesis por flotación, plegando inicialmente la secuencia sobreyacente hasta intrusionarla para alcanzar su nivel de equilibrio isostático, expandiéndose su antiguo bulbo en forma lateral unos cuantos kilómetros. En ese proceso de ascenso, las capas que fueron plegadas y posteriormente sufrieron una inversión de su estructura, formaron así una estructura tipo tortuga, cuyo eje principal lo cruza la sección L-2 a un tiempo aproximado de 2.3 seg. La estructura diapírica posiblemente ya no se encuentre conectada con su raíz, pues dado el nivel tan superficial alcanzado por ésta, su tronco fue

adelgazándose por la expulsión de la sal. Por otra parte, surge la pregunta de porqué no se tiene un fuerte contraste de impedancia acústica en la cima del diapiro; la respuesta más factible es que la cima de éste, alcanzó los niveles freáticos del subsuelo y ello provocó disolución de la masa salina, perdiéndose así el fuerte contraste de densidades.

En la segunda estructura, a la derecha de la sección, se aprecia un fuerte reflector de alta amplitud a 0.65 seg. aproximadamente en el crucero con la sección L-3. En sus extremos se observan difracciones que se mezclan con la secuencia de horizontes reflectores hacia ambos lados. Justamente por debajo del fuerte reflector se pierde la continuidad de los horizontes subyacentes y la señal sísmica se vuelve caótica. Con estas observaciones se infiere la presencia de una pared de sal (sal wall) que se levanta desde 3.5 seg. a 0.65 segundos. En esta estructura sí observamos el fuerte contraste de impedancia acústica, pues el nivel de la cima de la pared de sal todavía se encuentra en una zona libre del nivel freático. Las secuencias sísmicas a los lados de la pared salina se observan con un ligero plegamiento en la parte izquierda y con un buzamiento hacia el NO entre 0.8 y 2.0 seg. La pared de sal fue creciendo mediante el mecanismo de halokinesis por carga diferencial, provocando hundimientos periféricos primarios y la generación secundaria de una almohadilla que evolucionó a domo y finalmente a diapiro con su correspondiente extensión lateral (overhangs) de aproximadamente 5 km.

SECCION L-2

El perfil se localiza en la parte suroccidental de la región "A". Se orienta en un rumbo SO-NE con 26 km aproximadamente. En la parte izquierda de la sección (Fig. 46), en el intervalo de 0.9 a 1.5 seg., se observa una secuencia de horizontes reflectores que buzanan hacia el Suroeste en un ángulo aproximado de 15 a 18 grados, incrementándose de 20 a 30 grados en el intervalo de 1.6 a 4.0 seg. Al lado derecho, se observa en el intervalo de 0.5 a 2.0 segundos la secuencia fuertemente plegada. Por otra parte, la continuidad de los horizontes reflectores se trunca aproximadamente en la parte central de la sección, presentando una amplia zona de no-información acompañada de largas difracciones que se mezclan con la señal sísmica de los horizontes. En la parte inferior de la sección, a 2.9 seg., se observa un fuerte reflector que puede corresponder a la entrada del Oligoceno, presentándose como una estructura anticlinal tipo tortuga

posiblemente formada por la recuperación e inversión del plegamiento ocasionado por la intrusión salina. En la parte extrema derecha, entre 4.2 y 4.5 seg., se observa un fuerte reflector que buza en dirección NE-SO y posiblemente corresponda a la cima del Cretácico Superior.

Al igual que en el caso de la sección L-1, no se observa el cambio de impedancia acústica en la cima de la masa salina y la base de la sobrecarga. La explicación de ello coincide en que la sal ha alcanzado el nivel freático, presentándose disolución de la misma. La sal comenzó a ascender por diferencia de densidades, provocando el plegamiento e intrusión de la secuencia Miocénica, para posteriormente iniciar su flujo lateral hacia el suroeste, pendiente abajo de dicha secuencia. Esta evolución salina dio origen a la estructura clasificada como lengua de sal (salt tongue), que se extiende unos 10 kms hacia el suroeste.

SECCION L-3

Este perfil se localiza en la misma área de las dos secciones anteriores y mantiene un rumbo NE-SO con una extensión de 30 kms aproximadamente. Esta sección cruza longitudinalmente la pared de sal que se observó transversalmente en la sección L-1, la otra estructura a la derecha de esta sección (Fig. 47) se interpreta como un canopie de extensión considerable.

Los pozos azufreros ubicados en esta sección reportaron la presencia de sal y anhídrita a las siguientes profundidades: pozo A1=90m, A2=75m, A3=60m, A4=no tocó sal, A5=35m, A6=25m. La correlación de estas profundidades y las características sísmicas en esta sección apoyan la siguiente interpretación de las estructuras salinas: en la parte izquierda de la sección, la continuidad de los reflectores sísmicos es bastante clara, observándose un ligero buzamiento de ellos hacia el suroeste, entre 0.9 y 3.3 seg., pero de 3.3 a 3.9 seg. se observa la secuencia sísmica como un ligero sinclinal.

Poco antes del crucero con L-1, esos reflectores presentan un incremento en el ángulo de buzamiento, lo que da idea de que estas secuencias fueron levantadas por la masa salina. Justamente en el crucero L-1, la continuidad de las secuencias sísmicas se

interrumpe y se hace caótica en un rango que va de 0.2 a 4.0 segundos. La presencia de una fuerte difracción entre 2.2 y 3.1 segundos debilita los eventos de reflexión a la izquierda de la sección; así mismo se presentan una serie de eventos múltiples que enmascaran las secuencias sísmicas por debajo de los 3.0 seg.

Esta imagen sísmica hace evidente la presencia de la pared de sal (salt wall) observada en la L-1, que se extiende unos 4 km de largo hacia el noroeste, por 1.5 km de ancho, alcanzando una profundidad aproximada de 5 km. Pasando el pozo azufrero A4, el cual no tocó sal ni anhidrita, volvemos a tener el control de la cima de sal con los pozos A5 y A6 y por debajo de ellos a un tiempo de 1.4 se observan algunos eventos con poca continuidad, notándose precisamente a la mitad de la sección y a 2.0 segundos un fuerte reflector de forma anticlinal y posteriormente sinclinal, de forma ondulada que pudiera corresponder a la entrada del Oligoceno. Nuevamente hacia la derecha de estas secuencias se interrumpe la señal continua unos 5 km y vuelve a aparecer una secuencia sísmica bien definida con un levantamiento hacia el suroeste.

Estos rasgos sísmicos sugieren que la masa salina fue evolucionando por diferencia de densidades, pasando por las etapas de montículo, domo y diapiro, para finalmente conformar la estructura clasificada como canopie, la cual presenta una extensión lateral de 8 km hacia ambos lados de su raíz.

Cabe señalar que aproximadamente a 23 km al NE de esta sección, se tuvo la evidencia de este tipo de estructuras mediante el pozo Sal-Somera-1, el cual cortó 3543 m de espesor de sal, la cima y la base de ella se reportó a 227 y 3770 m respectivamente. Al atravesar este potente espesor salino, se encontraron sedimentos arcillosos sin manifestación de hidrocarburos. Navarro y Lemarroy (1984) presentaron una integración de geofísica de gravimetría, sismología y registros de pozos, en el área de Sal-Somera, en la que estimaron para este pozo, la salida de sal a 3900 m. También concluyeron que en algunas porciones del área de Sal Somera se pueden esperar menores espesores de sal que permitan explorar los horizontes mesozoicos.

Los planteamientos propuestos por Navarro y Lemarroy, pueden aplicarse en este trabajo, sugiriendo además que el potente espesor de sal cortado por el pozo Sal-Somera,

corresponde al núcleo o raíz de un posible canopie o lengüeta y que sus flancos serán las zonas de menor espesor.

Por otro lado, es importante mencionar el caso del llamado "Domo Chinameca", localizado en la misma región de Sal-Somera. En ese domo se encontraron rocas del Cretácico y Jurásico Kimmeridgiano (caliza chinameca) en niveles muy someros sobreyacentes a la cima de sal, seguramente arrastados por el empuje ascendente de la misma.

SECCION L-4

Este perfil se ubica en la porción occidental de la Cuenca Salina del Istmo y mantiene una orientación NO-SE con 25 km de extensión aproximadamente. Como se puede observar al lado izquierdo de la sección (Fig. 48), tenemos una secuencia sísmica muy bien definida desde las primeras entradas hasta aproximadamente 4.3 segundos. Esta secuencia presenta una marcada interrupción, justamente en el límite occidental de la Cuenca Salina del Istmo y el límite oriental de la Cuenca de Veracruz. Esta delimitación es conocida como la Falla del Istmo y que en esta sección se aprecia claramente con un sistema de fallas antitéticas, fracturando la secuencia sedimentaria de la Cuenca de Veracruz en su margen oriental.

Al lado derecho de la sección, pasando esa gran falla, entramos al área de la Cuenca Salina del Istmo, en donde las condiciones estructurales y estratigráficas cambian notablemente por la afectación de los cuerpos salinos que han intrusionado y emplazado la secuencia Terciaria de esta región. El cambio de la respuesta sísmica con respecto al observado en la Cuenca de Veracruz es evidente.

Los pozos azufreros A7, A8, A9 y A10, reportaron la cima de anhídrita a 380, 325, 270 y 320 m respectivamente, profundidades que convertidas a tiempos corresponden a un fuerte y continuo evento de reflexión observado en casi toda la sección en un intervalo de tiempo de 0.2 a 1.3 segundos. Esta evidencia sugiere que la sal se encuentra emplazada lateralmente en los estratos del Terciario Superior, como resultado de la evolución por diferencia de densidades y expansión por gravedad de la masa salina,

conformando así las estructuras salinas clasificadas como canopies, los cuales presentan su extensión lateral con espesores que van disminuyendo desde el centro de expulsión hacia sus partes más alejadas, tal y como se observa en la sección.

La sal que se encontraba en niveles estratigráficos más profundos, fue expulsada por la sobrecarga a través de la falla principal que separa las cuencas antes mencionadas, dando origen a una gran pared de sal que ha ido desocupando su volumen vertical y ocupando el espacio horizontal para evolucionar a una estructura conocida como lengüeta de sal. Las condiciones estructurales por debajo de estos cuerpos salinos, se interpretan como estructuras anticlinales tipo tortuga, o bien son efectos de pull-up, ubicadas en tiempo aproximadamente entre 2.0 y 3.5 segundos, con una separación de aproximadamente 5 km entre ellas.

El mecanismo inicial que influyó en la formación de estas estructuras fue de halokinesis por flotación y posteriormente de expansión por gravedad. La sal que estuvo depositada en estratos del Jurásico Medio fue cubierta por potentes espesores de sedimentos durante el Terciario, los cuales al compactarse adquirieron una densidad mayor que la de la sal; esto provocó la inestabilidad del sistema de depósito y en consecuencia, la sal comenzó a ascender para encontrar su nivel de equilibrio isostático.

La sal, en este ascenso, tomó gradualmente las formas de montículos, luego almohadillas, domos y después diapiros. Los bulbos de estos últimos comenzaron a emplazar lateralmente a los sedimentos circundantes, adquiriendo así las formas de canopies y lengüetas actuales. El emplazamiento lateral de estas estructuras pudo haber sucedido de dos maneras: la primera es cuando el bulbo del diapiro alcanzó su nivel de equilibrio dentro de la secuencia sedimentaria, éste comenzó a emplazarse lateralmente en los sedimentos con menor densidad. La otra explicación es que la sal extrusionó en la superficie y comenzó su descenso por gravedad hacia los lados de su extrusión. El autor se inclina por la primera factibilidad, ya que de haber sido extrusionada la sal, ésta estuviera aflorando francamente con potentes espesores, tal como se tiene en las costas de Kavir en Irán, además de presentar altos índices de oxidación.

En nuestra área de estudio las evidencias son otras, pues la sal se ha encontrado en niveles muy cercanos a la superficie pero no aflorando, y se ha comprobado la existencia

de anhídrita en su cima. Esta evidencia nos indica que la sal alcanzó los niveles freáticos del subsuelo, sufriendo disolución.

SECCION L-5

Esta sección se localiza en la parte noroccidental de la Cuenca Salina del Istmo, a unos 5 km al norte del poblado de Minatitlán, Ver. y se orienta en un rumbo SO-NE, con una longitud aproximada de 17 km. La sección cruza los pozos azufreros A11, A12 y A13 (Fig. 49), que reportaron la cima de anhídrita a profundidades de 325, 360 y 425 m, respectivamente. Los tiempos de reflexión correspondientes a estas profundidades están a 0.2, 0.215 y 0.3 seg. respectivamente.

La respuesta sísmica esperada por la cima de la sal no se observa claramente en esta sección. Esta imagen sísmica, coincide con la misma lengua de sal observada en la sección L-4. El espesor de ésta se estima de 900 a 1100 m. Al centro de la sección se interpreta un canopie, con una extensión lateral de 5 km aproximadamente; la cima de su flanco lateral izquierdo se observa en promedio a 0.96 segundos y el flanco derecho se profundiza hacia el NE desde 1.0 a 1.8 segundos.

El espesor de sal estimado en sus flancos se aproxima a los 1200 m. Esta estructura ha sido nombrada en trabajos anteriores como el "Domo Tonalapa". La profundización de estas estructuras se hace evidente por el control del pozo Minatitlán 7, que cortó 1450 m de sedimentos del Mioceno en ausencia total de sal. Al NE de este pozo se observa otra estructura salina tipo canopie; la respuesta sísmica que se observa en ella es una fuerte reflexión de alta amplitud, entre 1.0 y 1.8 seg., que corresponde al perfil de su cima.

Dentro del intervalo salino se observan una serie de reflexiones de baja frecuencia, al parecer producidas por secuencias de bandas competentes de sedimentos que quedaron atrapados en el desarrollo de esta estructura. Las secuencias sísmicas por debajo de la base salina se interpretan como anticlinales tipo tortuga, siendo la más importante la que se observa al lado izquierdo de la sección, con su cima a un tiempo de 1.7 seg. El

mecanismo que sugiere la formación de estas estructuras es de halokinesis por flotación y posteriormente de expansión por gravedad.

SECCION L-6

Esta sección se ubica en la parte norte de la región "A", y corresponde al área de Gurumal-Cangrejera. La sección se orienta de noroeste a sureste con una longitud de 18 km aproximadamente y cruza por los pozos Tonalá-902, 403 y 262 (Fig. 50); estos dos últimos resultaron productores de aceite en sedimentos del Mioceno Encanto, suprayacentes a la cima salina.

Los pozos que cruzan esta sección reportaron la cima de sal a profundidades que, convertidas a tiempos, corresponden a un fuerte reflector de alta amplitud que se observa en casi toda la sección en el intervalo de tiempo de 1.3 a 2.5 seg.; por debajo de este evento la señal sísmica se hace caótica. Esta respuesta sísmica corresponde a la cima de sal de una estructura tipo canopie. La evidencia de esta estructura está dada por el pozo Tonalá-902, el cual atravesó por completo uno de los flancos del canopie, cortando un espesor de sal de aproximadamente 2000 m. Otros pozos muy cercanos como el Rabasa-1 y Gurumal-2, también cortaron y atravesaron el flanco del canopie a profundidades similares.

En todos estos casos, los sedimentos subyacentes al canopie fueron areniscas y conglomerados del Mioceno Depósito, los cuales en el pozo Rabasa-1 tuvieron manifestaciones de aceite. En la parte izquierda de la sección se observa a un tiempo de 1.5 segundos una porción lateral de otro canopie, muy cercano al cruce con la sección L-7, el cual fue atravesado también por el pozo Gurumal-2. Cabe destacar que la estructura atravesada por este pozo, fue oportunamente interpretada por Sanchez O.B. (1975), el cual interpretó "reflexiones sísmicas de calidad regular por debajo del reflejo de la anhidrita", explicándolas como "cambios bruscos de velocidad y densidad en las rocas subyacentes a la sal".

Estas evidencias sugieren la existencia de este tipo de estructuras y por lo tanto reafirman las expectativas de encontrar condiciones de almacenamiento de hidrocarburos en las estructuras subsalinas tipo tortuga, como lo fue el pozo Rabasa-1.

Desde el punto de vista evolutivo, se puede decir que el mecanismo de formación de estas estructuras es el mismo que se explicó para las estructuras interpretadas en las secciones L-4 y L-5, y desde el punto de vista económico-petrolero es de gran importancia el descubrimiento de sedimentos subyacentes a la sal, pues si se perforan en mejores condiciones estructurales y estratigráficas, dichos sedimentos pudieran contener acumulaciones de hidrocarburos.

SECCION L-7

Esta sección se localiza en la porción norte de la Cuenca Salina del Istmo, cercana a la costa en el área de Tigre-Mazate, mantiene un rumbo casi paralelo a la línea de costa en dirección NE-O, con 40 kms de extensión aproximada, cruzando por los pozos Abanicos-1, Gurumal-2 y Faro-2 (Fig. 51). Los tres pozos cortaron sal, el Abanicos-1 reportó calizas del Cretácico antes de alcanzar la cima de sal, posiblemente arrastradas por el ascenso de la sal; el Faro-2 cortó sedimentos arcillo-arenosos del Terciario y después sal, y sólo el pozo Gurumal-2 atravesó aproximadamente 950 m de sal, encontrando nuevamente sedimentos de la Formación Depósito. Este pozo se encuentra a la izquierda del crucero con la sección L-6, en donde se observó transversalmente una pequeña porción de un canopie; ahora en la L-7 se observa longitudinalmente como un fuerte reflector de alta amplitud.

Las cimas de sal reportadas por esos pozos, corresponden a los tiempos 1.32 seg. para el pozo Abanicos-1, 1.5 seg. para el pozo Gurumal-2 y 1.650 seg. para el pozo Faro-2. Las secuencias sísmicas por debajo de estas estructuras no son muy claras, solamente entre los canopies de Abanicos-1 y Gurumal-2 se observa un hundimiento de ellas hasta un tiempo de 3.5 seg., aproximadamente.

Las reflexiones de los horizontes subsalinos se ven afectadas por las fuertes difracciones que generan los extremos laterales de estos canopies. Hacia la derecha de la

sección se observa una profundización de la cima del canopie, la cual se manifiesta en el pozo Faro-2 con una fuerte reflexión a un tiempo de 1.650 seg., este evento va adquiriendo un tiempo de reflejo cada vez mayor hasta llegar a los 2.9 seg. A ese nivel de tiempo, se sugiere la terminación de su extensión lateral y el inicio de otra estructura similar. Como se aprecia en la sección, es evidente el hundimiento de la sobrecarga en el área que se profundiza la cima de la estructura salina.

Esta imagen sísmica sugiere que estos canopies se formaron por los mecanismos de halokinesis carga diferencial y expansión por gravedad. Las estructuras subsalinas resultantes del ascenso de la sal, vuelven a manifestarse como anticlinales tipo tortuga, en las cuales el pozo Gurumal-2 perforó uno de los flancos de estos anticlinales.

SECCION L-8

La sección se localiza en la parte central de la región "A", que corresponde al área El Plan-Magallanes y cruza la parte sur de los campos petroleros Magallanes Sur, Otates y Panal Sur, con un rumbo SO-NE que alcanza una extensión de aproximadamente 45 km (Fig. 52). Los pozos que atraviesa esta sección, Panal-2, Otates-102 y Magallanes-402, reportaron cima de sal a profundidades de 2150, 2043 y 3187 m, las cuales en la sección sísmica corresponden a tiempos de 2.45, 2.3 y 1.9 seg. respectivamente.

La expresión sísmica de esta cima de sal se manifiesta con un fuerte reflector de alta amplitud en el pozo Magallanes-402, perdiendo un poco su imagen en los otros dos pozos. Los principales rasgos estructurales que se observan en esta sección son el plegamiento de las secuencias superiores, presentando en sus crestas grabens de colapso.

Hacia el cruce con la sección L-10, dichas secuencias se van normalizando a una posición horizontal. Estas dos áreas están separadas por una gran falla normal, la cual probablemente pudo haber funcionado como zona de escape para la sal que estaba sometida a una alta presión de la sobrecarga. Entonces puede sugerirse que la masa salina fue expulsada de niveles más profundos e inyectada rápidamente hacia niveles más someros, provocando en consecuencia los fuertes plegamientos en la secuencia sedimentaria sobreyacente.

La estructura formada por el mecanismo de halokinesis por carga diferencial puede clasificarse como una lengüeta de sal, que se reactivó nuevamente por la carga sedimentaria. Las partes reactivadas de esta lengüeta las observamos en las culminaciones alcanzadas por los pozos Otates-102 y Magallanes-402. Por otro lado, en la parte izquierda de la sección observamos cómo en otros casos sólo una porción de lo que pudiera corresponder a un canopie, el control de esta estructura está dado por la cima de sal reportada por el pozo Panal-2. Esta área es de gran importancia para la exploración petrolera, pues es evidente que si se atraviesa la sal en posición óptima, se podrán encontrar yacimientos en arenas miocénicas subyacentes a ésta.

SECCION L-9

Esta sección se localiza en la porción sur de la región "A", y corresponde al área de Encrucijada; se extiende aproximadamente unos 75 km en un rumbo SO-NE, cruzando por los pozos Sureño-1A, Rosario-3 y 1, Veleta-1, Ocuapan-201 y Tecominoacán-132 (Fig.53), de ellos solamente los Rosario-3, 1 y Tecominoacán-132 reportaron sal a profundidades de 1814, 1700 y 3250 m, que corresponden a tiempos en la sección de 1.70, 1.65 y 2.8 seg. respectivamente. La imagen sísmica observada en esta sección se caracteriza por tener fuertes reflexiones en donde se tiene la cima de la sal, acompañada de intensas difracciones en las terminaciones de esos fuertes eventos, por debajo de ellos se hace caótica la información.

A diferencia de las otras secciones, en ésta no se mantiene la continuidad de las fuertes reflexiones y solamente se presentan en determinadas áreas, en las cuales las secuencias que sobreyacen a estos eventos se presentan fuertemente plegadas, como se observa en los pozos que cortaron sal. Esta característica sísmica sugiere la presencia de diapiros y paredes de sal. Estas estructuras mantienen una separación relativamente constante, entre 10 y 15 km.

Principalmente son cinco estructuras salinas que se profundizan suavemente hacia el NE. La más somera y de mayores dimensiones la apreciamos al extremo izquierdo de la sección, con su cima a un tiempo de 0.350 seg. Su expresión sísmica sugiere la

presencia de una pared de sal con un alto grado de evolución, pues como se observa en la sección, la parte superior de dicha pared ha comenzado a emplazar lateralmente los sedimentos anteriormente plegados por su propia intrusión. En la cima de esta pared de sal se han tenido pozos productores de azufre, por lo que en anteriores trabajos se le ha nombrado "Domo Laguna Nueva", término que deberán reconsiderar futuros trabajos, por el hecho de tratarse de una estructura emplazante.

A la derecha de esta pared salina, se observa otra estructura de dimensiones menores que se interpreta como un diapiro en etapa media de evolución, el cual manifiesta su cima con un fuerte reflector a un tiempo de 1.950 seg.; en sus flancos se producen marcadas difracciones y eventos laterales. A 5 km al NE de este diapiro se tiene el pozo Sureño-1A, el cual no cortó sal y llegó hasta sedimentos del Oligoceno Inferior a 5700 m.

Hacia el NE del pozo Sureño-1A, se levanta en forma evidente otro diapiro que ha provocado fallamiento normal en la secuencia sedimentaria sobreyacente. La evidencia sísmica de este diapiro está dada por un fuerte reflector de gran amplitud que coincide con la cima de sal reportada por los pozos Rosario-3 y 1. Las secuencias sísmicas circundantes se observan fuertemente plegadas, principalmente en el flanco izquierdo del diapiro, en el flanco derecho se observan largas difracciones que se mezclan con las reflexiones de las secuencias sedimentarias emplazadas por el diapiro, provocando con ello una distorsión de su imagen sísmica. Hacia el NE, a escasos 900 m del flanco derecho este diapiro, se localiza el pozo Veleta-1 que confirmó la ausencia de sal en toda la columna sedimentaria que cortó, alcanzando una profundidad de 6460 m sobre sedimentos del Eoceno.

Hacia el noreste del pozo Veleta-1 se observa otro diapiro de menores dimensiones y que actualmente está emplazando la secuencia Terciaria, seguido al flanco derecho de esta estructura, a unos 3 km aproximadamente, se tiene el pozo Ocuapan-201 que no cortó sal pero que alcanzó los horizontes del Jurásico Superior a una profundidad de 6700 m.

Los sedimentos de estos horizontes tuvieron manifestaciones de aceite. Más al noreste de este pozo, justamente en el crucero L-10, se observa otra estructura diapírica

con un grado mayor de evolución, pues su bulbo se encuentra en etapa de expansión lateral. La expresión sísmica de esta estructura se manifiesta en la sección con un fuerte reflector a 1.9 seg., que corresponde a su cima; por debajo de este evento la señal se hace caótica.

Las secuencias sísmicas circundantes al diapiro se observan fuertemente levantadas por su intrusión, provocando fallamiento normal y grabens de colapso en la secuencia superior. Estas características sísmicas son confirmadas por los pozos Tecominoacán-132 y 201. Este último pozo no fue posicionado en esta sección, porque su proyección se observa mejor en la sección L-10. El pozo Tecominoacán-132 hizo contacto con uno de los flancos del bulbo de sal a un tiempo de 2.4 seg., equivalente a 3600 m de profundidad aproximadamente.

Las anteriores evidencias sugieren que estas estructuras se desarrollaron por el mecanismo de halotectónica compresional, iniciándose con la aplicación de fuerzas tangenciales compresivas, las cuales provocaron el cabalgamiento de los estratos del Mesozoico mediante fallas inversas en las que el plano de dislocamiento fue el conducto por donde la sal se liberó de la compresión a que estaba sometida, expulsándose hacia los niveles más someros. Posteriormente, el mecanismo de deformación cambió a halokinesis por carga diferencial, debido a los potentes espesores de sedimentos que recubrieron a la sal expulsada, iniciando así un reascenso que ha afectado las secuencias superiores.

SECCION L-10

Esta sección se localiza en la parte central de la región "A", y corresponde a las áreas de Cuatajapa y Tecominoacán. La línea tiene una longitud aproximada de 45 km con un rumbo NO-SE, cruza cerca de los pozos Chaya-1, Cuatajapa-101A y Tecominoacán-201A (Fig. 54). La sección muestra transversalmente la misma estructura salina que se observó en la sección L-9.

En este perfil, se observa más claramente la expansión lateral del bulbo y como evidencia de ello se tiene al pozo Tecominoacán-201A, el cual atravesó 1315 m de sal en

uno de los flancos de dicho bulbo y al salir de éste cortó 600 m de sedimentos del Eoceno, volviendo a penetrar a la masa salina y perforándola 1200 m sin salir de ella. Este último intervalo salino probablemente corresponda al tallo (steam) o raíz del diapiro. La cima de esta estructura se observa a un tiempo de 2.0 seg., precisamente en el crucero L-9, y se manifiesta sísmicamente por un fuerte reflector de alta amplitud que delinea claramente la cima del diapiro; por debajo de este evento se pierde la continuidad de los eventos haciéndose caótica la señal.

Las secuencias sísmicas superiores se encuentran levantadas y colapsadas en la zona de máxima flexión, tal y como se observó en la L-9. Hacia el NO de esta estructura se encuentran los pozos Cuatajapa-101A y Chaya-1, los cuales cortaron secuencias de sedimentos del Terciario y alcanzaron horizontes del Jurásico y Cretácico respectivamente, sin ninguna evidencia de sal. El Cuatajapa-101A resultó productor de aceite en el Jurásico Superior y el Chaya-1 encontró manifestaciones de hidrocarburos durante su perforación y actualmente se encuentra en pruebas de producción en intervalos del Cretácico y del Jurásico Kimmeridgiano.

Hacia el crucero con la sección L-8 no se observa ninguna evidencia sísmica que apoye la existencia de sal, únicamente se contempla un sistema de fallas de crecimiento lístrico con algunas fallas antitéticas. Las fallas resbalan en el horizonte oligocénico, pero en el crucero L-8 se profundiza el plano de la falla, perdiéndose esta evidencia. El alto grado de inclinación de esta falla sugiere un levantamiento arcilloso hacia el lado alto de la misma, lo cual es aún dudoso por la gran cantidad de eventos múltiples que se manifiestan en esta parte de la sección.

SECCION L-10A

Esta línea es una continuación hacia la parte marina de la sección L-10 con el mismo rumbo NO-SE, cruza las partes centrales de las regiones A y B desde la isobata de 500 m en la parte marina, hasta unos kilómetros después del pozo Tecominoacán-201 en la porción terrestre. Como se comentó en la L-10, la estructura salina que se observa a la derecha de esta sección es una diapiro cuyo bulbo está en etapa de expansión lateral, el cual ha sido atravesado en uno de sus flancos por el pozo Tecominoacán-201.

Siguiendo la sección hacia la parte izquierda (Fig. 55), observamos que el sistema de fallas de crecimiento ístrico ya descrito en L-10 se continúa hacia la parte marina y en el crucero con L-17, cerca del área Marbella, se tiene uno de los flancos del bulbo de otro diapiro en etapa avanzada de evolución. El contraste de impedancia acústica esperado en su cima no es muy fuerte, sólo se manifiesta a un tiempo de 2.1 seg. aproximadamente y por debajo de éste la señal se pierde en forma caótica, a diferencia de las secuencias sísmicas que se observan claramente hacia los lados de la zona de ruido incoherente.

Estas secuencias presentan plegamiento flexural con su punto máximo de flexión en el crucero L-17. Este plegamiento se explica por el flujo ascendente de la masa salina en forma diapírica, provocando grabens por colapso en la secuencia suprayacente. La evolución estructural de este diapiro fue sincrónica al desarrollo de las fallas de crecimiento, pues la fuerte carga sedimentaria en estas fallas propició la expulsión y el ascenso de la masa salina. Entonces, el mecanismo que se atribuye en esta evolución es de halokinesis por carga diferencial.

Siguiendo la sección hacia el NO, se aprecia otro diapiro muy maduro con tendencia a conformarse en una lengüeta. La cima más prominente de esta estructura se observa con un fuerte reflector de alta amplitud y buena continuidad a un tiempo de 2.55 seg.; en la terminación de sus flancos se presentan difracciones que enmascaran la respuesta sísmica de los horizontes más profundos. Estas características sísmicas sugieren la morfología del diapiro, el cual fue desarrollado por el mismo mecanismo que el anterior: halokinesis por carga diferencial.

Hacia el crucero L-16 se presentan otras tres estructuras salinas a un nivel más somero. La morfología que se interpreta corresponde a estructuras tipo lengüetas, resultantes de un alto grado de evolución de antiguos bulbos de diapiros o paredes de sal. Las tres estructuras presentan en su cima un fuerte evento de gran amplitud y baja frecuencia, que de izquierda a derecha se describen como sigue: a un tiempo de 1.7 y 2.2 seg., se interpreta la cima y la base de la parte extrema de una lengüeta que puede continuarse hacia la cuenca.

En el crucero L-16 a un tiempo de 2.0 seg., se observa claramente otro fuerte reflector con tendencia hacia el SE y por debajo de éste la señal se presenta caótica. Estos rasgos sísmicos sugieren otra lengüeta de 6.5 km de longitud por 1.2 km de espesor aproximadamente; en el extremo terminal de esta estructura se observan fuertes difracciones que se profundizan hasta los 4.5 seg.

A la derecha de esta lengüeta se observan características similares a las anteriores, sólo que en esta parte el reflector es de mayor amplitud y más baja frecuencia; este evento se observa a 1.9 seg. y se continúa inclusive después del paso de la falla de crecimiento, hasta 2.3 seg. Esta imagen sísmica sugiere una lengüeta de aproximadamente 10 km de extensión lateral, adelgazándose en espesor de 1.4 km a 0.450 km aproximadamente.

Esta estructura ha logrado penetrar horizontalmente el plano de la falla, debido a que las superficies de contacto entre las capas de sedimentos no están fuertemente compactadas y por lo tanto la sal fluye entre estas interfaces de un lado a otro del plano de falla, tal y como pudieran hacerlo los hidrocarburos. Los mecanismos involucrados en el desarrollo de esta lengüeta son los mismos que en las anteriores: halokinesis por carga diferencial y expansión por gravedad.

SECCION L-11

La línea se localiza en la parte oriental de la región "A" y corresponde al área Ayapa, Tab., se alinea en un rumbo de SO-NE con una extensión aproximada de 25 km. En esta región las condiciones estructurales de la masa salina cambian notablemente a un sistema controlado por fuerzas compresivas las cuales dieron origen al sistema de fallas inversas por donde escapó la sal. La magnitud de estas fuerzas provocó que el ángulo de estas fallas fuera menor que el de las fallas inversas observadas en la sección L-9. La sal autóctona sometida a esa fuerte compresión lateral, encontró el alivio de esfuerzos a través de las fallas, inyectándose violentamente entre los estratos del Eoceno en forma de pequeñas lentes y capas.

La forma como se emplazó la masa salina en esta área, se explica por el bajo ángulo de las fallas por donde fluyó la sal. Lo anterior se apoya por el control de los pozos Agachapa-1, Zumpango-101 y Tierra Amarilla-1 (Fig. 56), los cuales reportaron los siguientes datos: el pozo Agachapa-1 reportó una capa de sal con un espesor aproximado de 450 m; la cima de ésta se observa a un tiempo de 2.4 seg. y su base a 2.6 seg.; después de atravesar esta capa, se cortaron 250 m de sedimentos del Cretácico Superior, parando ahí su perforación.

El pozo Zumpango-101 cortó dos capas de sal, una con espesor aproximado de 750 m y en la otra, sin haber llegado a su base, cortó aproximadamente 1150 m de sal, por debajo de la capa atravesada se encontraron sedimentos del Eoceno.

El pozo Tierra Amarilla-1 también reportó dos capas de sal, sólo que en este caso se logró atravesar las dos. La primera se encontró a una profundidad de 1800 m con un espesor de 650 m. La cima y la base de esta capa se observa en la sección, a 1.450 y 1.800 seg. respectivamente. La segunda capa se alcanzó a una profundidad de 3500 m, con un espesor de 400 m.; su cima y su base se aprecian en la sección, a 2.52 y 2.83 seg. respectivamente, los sedimentos que se cortaron por debajo de estas capas fueron del Eoceno. Estas evidencias sugieren entonces que la sal fluyó rápidamente a través del lado bajo de la falla inversa, emplazándose lateralmente en los sedimentos circundantes, mediante mecanismo de halotectónica compresional.

SECCION L-12

La sección se ubica en la parte oriental de la región "A", y corresponde al área de Ayapa Tabasco, tiene una longitud aproximada de 45 km en un rumbo SO-NE. Aquí se observan condiciones similares a las de la sección anterior, sólo que en este perfil se muestra una sola estructura diapírica que ha emplazado verticalmente a la secuencia del Eoceno y Oligoceno (Fig. 57).

Se trata de la estructura salina que cortó el pozo Sisal-1; la cima de esta estructura la reportó a 3915 m de profundidad, cortándola 2110 m sin lograr salir de ella. Esta evidencia sugiere que el pozo perforó el núcleo de un diapiro, el cual adquirió su forma

mediante el flujo ascendente de sal a través del plano superior de la falla inversa. Como se explicó antes, el mecanismo que dió origen a este flujo por la falla fue de halotectónica compresional. En el resto de la sección se observan secuencias sísmicas que bosquejan un sistema de fallas de crecimiento ístrico, con su plano sobre una masa arcillosa del Mioceno Inferior y su zona de despegue sobre horizontes del Oligoceno.

El control de estas secuencias se tiene por los pozos Tapanco-1 y Palapa-101, los cuales cortaron un potente espesor de sedimentos terciarios y llegaron a horizontes del Tithoniano a 6400 y 6325 m respectivamente, sin cortar ninguna traza de sal.

SECCION L-13

Esta sección se localiza en la parte nororiental de la región "A" y corresponde al área de Comalcalco-Arrastradero. La línea se orienta de SO a NE con una longitud aproximada de 17.5 km y pasa por los pozos Arrastradero-101, Puerto Ceiba-164, 141 y 123, y Mico-1B (Fig. 58). El primero de ellos llegó hasta el horizonte Cretácico Medio a una profundidad de 5750 m., sin cortar sal; los demás pozos sí cortaron sal.

El pozo Puerto Ceiba-164 reportó una capa de sal de 350 m de espesor, interstratificada entre sedimentos del Eoceno y el Cretácico; la cima de esta capa se alcanzó a 5650 m y su base a 6000 m. Los pozos Puerto Ceiba-141 y 123 únicamente llegaron a la cima de esta capa a una profundidad de 5400 y 5250 m respectivamente; el pozo Mico-1B alcanzó la cima de sal a 5150 m y continuó su perforación cortando 750 m de sal aproximadamente, sin lograr salir de ella.

En todos estos casos no se interpretó oportunamente la presencia de sal, pues la información sísmica a esos niveles se debilita totalmente. Esta pérdida de información probablemente se deba a la poca energía inyectada al subsuelo y a otros aspectos de adquisición que no competen a este tema, pero que son de gran importancia para captar una buena imagen sísmica del subsuelo.

En el pozo Puerto Ceiba-164 a un tiempo de 4.3 seg., se manifiesta un buen reflector de alta amplitud que se continúa hacia el pozo Puerto Ceiba-141 a un tiempo de

4.1 seg., debilitándose un poco. A la izquierda del pozo Puerto Ceiba-164 este evento se pierde por completo, debido a las difracciones provocadas por la falla inversa que separa a los pozos Arrastradero-101 y Puerto Ceiba-164.

Por otro lado, en el pozo Puerto Ceiba-123 se aprecia un pequeño pero fuerte evento en la cima de sal, y en el pozo Mico-1B sucede lo mismo. La correlación de este evento y las características estructurales interpretadas en la sección sugieren nuevamente que esta capa de sal fue inyectada a través del plano inferior de la falla inversa, esto debido al mecanismo de halotectónica compresional, como en el caso de las secciones L-11 y L-12.

REGION B (LINEAS MARINAS)

Las áreas que comprende esta región son principalmente la de Coatzacoalcos-Frontera y Marbella, y abarca una parte occidental de la de Campeche. En la porción norte, media-occidental y sur de esta región, son pocos los pozos que se han perforado.

Entre ellos está el pozo Marbella-1 que resultó productor de gas en sedimentos de la Formación Encanto del Mioceno Medio-Temprano, sobreyacentes a una estructura salina; también se tienen los pozos Anade-1, Gaviota-1, 2, 3 y 4, Cisne-1, Tortuguero-102, 112, 160 y 358, y Kinil-1A como improductivos, este último pozo ha sido el punto de control de la secuencia sedimentaria en la parte media-oriental de esta región, pues cortó una columna que va del Reciente hasta la cima del Cretácico Superior.

La columna conocida por los otros pozos comprende sedimentos del Reciente, Pleistoceno, Terciario Superior (del Plioceno a la Formación Depósito) y la cima de la sal. En la parte suroriental de esta región se han perforado los pozos Tortuguero y Santa Ana, que en su mayoría fueron productores de aceite y gas en sedimentos de la Formación Encanto del Mioceno Medio-Temprano.

De acuerdo a Camargo y Quezada (1992), el área de Marbella está caracterizada por una secuencia arcillo-arenosa del Terciario Medio-Tardío al Reciente, afectada por masas salinas que según estos autores son "diapiros salinos que conforman una serie de

arqueamientos y anticlinales de formas dómicas, separados entre sí por fallas predominantemente normales con algunos grabens de colapso en la cima de los domos".

SECCION L-14

Este perfil se localiza en la parte occidental de la región "B" y se extiende aproximadamente 75 km en un rumbo NO-SE, desde las isobatas de 400-500 m hasta las costas orientales del Estado de Veracruz. La línea pasa cerca del pozo Marbella-1 y hace cruce al NO con la L-16 y al SE con la L-17 (Fig. 59).

Las estructuras salinas interpretadas en esta sección corresponden a dos tipos: diapiros en etapa madura (lado izquierdo) y lenguetas altamente evolucionadas (lado derecho). El primer tipo se manifiesta con tres diapiros cercanos al cruce L-16, apreciándose en ellos un fuerte reflector en su cima y una zona de ruido incoherente por debajo de ese evento. El más desarrollado presenta su cima a 0.9 seg. muy cercano al piso oceánico, las secuencias sísmicas a los lados de este diapiro, dan clara evidencia de su intrusión vertical, que ha venido plegando y rompiendo los estratos superiores.

Al lado derecho de esta gran estructura se interpreta otro diapiro de menor tamaño, cuya cima se aprecia a 2.35 seg, uno de sus flancos lo cruza la sección L-16 a un tiempo de 2.5 seg.; pasando esta estructura se observa otro gran diapiro con su cima a 1.7 seg., que ha provocado el rompimiento de los estratos superiores, constituyendo grabens de colapso.

A la derecha de este último diapiro, se contempla una gran falla de crecimiento ístrico que ha captado un potente espesor de sedimentos y debido a su fuerte carga sobre la masa salina, ésta fluyó lateralmente hacia las zonas marginales de menor presión. Durante este flujo, provocó en su paso fallamientos normales y plegamientos de las secuencias superiores, como se aprecia la estructura anticlinal perforada por el pozo Marbella-1.

La estructura salina resultante del continuo flujo se interpreta como una extensa lengüeta de aproximadamente 30 km de longitud, con un espesor promedio de 1000 m.

Los rasgos sísmicos de esta estructura son los siguientes: la cima de la lengüeta se aprecia con un fuerte y continuo reflector a 1.4 seg., que coincide aproximadamente con la profundidad de la sal reportada por el pozo Marbella-1 (3500 m), su base se interpreta por una apreciación de fuertes eventos no continuos pero correlacionables.

Dentro del intervalo cima-base de sal, la señal sísmica es incoherente en la mayor parte de la lengüeta, sin embargo, en algunas partes se interpretan reflexiones sísmicas de posibles bandas competentes fuertemente fracturadas por el flujo salino; en esos puntos se aprecian varias difracciones. Por debajo de esta estructura no se logra dar continuidad a ningún horizonte reflector, como consecuencia de la pérdida de energía sísmica al paso de la masa salina. Por otro lado, en el extremo derecho de la sección, observamos un flanco de un canopie cuya cima y base se controlan en el crucero L-17, a un tiempo de 1.970 y 2.70 seg. respectivamente. Esta estructura se interpreta en la línea L-17, teniendo el control del pozo Tortuguero-358.

SECCION L-15

Esta línea se localiza en la parte oriental de la región "B" y se extiende aproximadamente 98 km en un rumbo NO-SE, desde las isobatas de 500-600 m hasta las costas centrales del Estado de Tabasco sin cruzar por ningún pozo, solamente cruza las líneas L-16 y L-17.

La sección muestra condiciones estructurales muy parecidas al perfil L-14 (Fig.60), pues nuevamente se aprecian diapiros en etapa avanzada (lado izquierdo) y lengüetas de sal (lado derecho). Los diapiros interpretados mantienen una separación de 10 km, su cima se hace evidente por un reflector de alta amplitud y baja frecuencia a diferentes tiempos, que en promedio son a 1.2 seg. el más somero (izq.) y 1.45 seg. el más profundo (der.). Abajo de estos fuertes reflectores, la señal es caótica; hacia sus flancos se aprecian las secuencias fuertemente plegadas y entre ellos se observa un pronunciado sinclinal de dichas secuencias, cuyo eje principal lo cruza la línea L-16.

Este sinclinal puede ser el resultado de un hundimiento periférico provocado por el crecimiento de los dos diapiros. El ascenso de los diapiros produjo los grabens de

colapso y fallamiento normal en la secuencia superior. Los estratos sedimentarios a la derecha de la sección, se aprecian fuertemente afectados por fallas normales y seguida a ellas, se tiene una gran falla de crecimiento, similar a la observada en la L-14 y que ha funcionado de igual manera en el desarrollo de estas lenguetas de sal. Es obvio que el mecanismo involucrado en la evolución de estas estructuras ha sido la halokinesis por carga diferencial.

En este caso la sal fluyó hacia ambos lados de la falla, en mayor cantidad hacia la zona de menor presión, en donde en combinación con una masa arcillosa, crucero con L-17, afectaron estructuralmente los horizontes superiores.

SECCION L-16

Esta sección se localiza en la porción norte de la región "B" y se alinea paralelamente al borde de la pendiente continental (isobata 200-500 m), con un rumbo de SO-NE con 225 km de longitud.

Como se ve en la sección (Fig. 61), existe una gran cantidad de diapiros en etapa avanzada de evolución, que en su mayoría han alcanzado niveles muy someros dentro de la columna terciaria. Las cimas de estos diapiros se observan en la sección con un fuerte evento de alta amplitud, a un tiempo promedio de 1.5 seg. En cada caso se visualiza la pérdida de información sísmica por debajo de estas fuertes reflexiones en sus cimas.

Estas estructuras salinas mantienen una separación relativamente simétrica, que en promedio oscila entre 4.5 y 5 km., llegando en ocasiones a separarse hasta 12 km., como se observa a la derecha de la sección. La gran cantidad de intrusivos salinos producen una serie de eventos de difracción y reflexiones laterales que se mezclan con eventos múltiples de las secuencias sobreyacentes; ello enmascara fuertemente las reflexiones de más de 3.0 seg.

Las líneas que cruzan esta sección coinciden con los siguientes rasgos: en el cruce con la sección L-14, se correlacionó el contacto de uno de los flancos del diapiro a un tiempo de 2.6 seg.; en el crucero con la sección L-10A, nuevamente se controló la cima

de otro diapiro a un tiempo de 2.0 seg.; en el crucero con la sección L-15 no se tiene presencia de sal, pues se observa claramente la secuencia sísmica de los horizontes que conforman un sinclinal, probablemente producido por el hundimiento periférico entre los diapiros observados a la izquierda y derecha de este crucero, justamente en las culminaciones echado arriba del sinclinal en cuestión. El último crucero es con la sección L-18, en el cual se observa nuevamente una fuerte entrada sísmica a 2.4 seg., que corresponde a la parte de una lengüeta que se aprecia en la L-18.

Estas impresionantes intrusiones salinas han originado una fuerte deformación en la secuencia sedimentaria sobreyacente, cuya expresión se manifiesta con estructuras colapsadas, fallas de tipo radial y fuertes plegamientos de la sobrecarga. Estas evidencias sugieren que los diapiros se formaron por un proceso de halokinesis por carga diferencial y flotación por gravedad.

Puesto que la ubicación de estas estructuras se relaciona con la pendiente continental, es fácil suponer que debido a los potentes espesores de sedimentos que se han depositado en esta zona de transición (talud-plataforma), se tuvieron condiciones suficientes para establecer una inestabilidad gravitacional entre la sal y la secuencia sedimentaria, por los bruscos cambios laterales de facies.

Cabe señalar, como referencia, que estas impresionantes masas salinas también fueron observadas sísmicamente en la zona de talud (isobata 200 m) cercana a las costas del Estado de Tamaulipas por Sánchez de Tagle (1985), describiéndolas como "posibles masas salinas de superficie irregular a lo largo de la zona de talud"; este autor menciona también que dichas masas han provocado un gran fallamiento en las rocas que las sobreyacen. Estas observaciones son análogas en esta sección, por lo que se deberá considerar su potencial como generadoras de trampas estructurales y/o estratigráficas para la acumulación de hidrocarburos.

SECCIÓN L-17

Este perfil se localiza en la parte sur de la región "B". Se extiende aproximadamente 185 km en dirección SO-NE, paralelamente a las costas del sur de Veracruz y del Estado de Tabasco.

La sección cruza por los pozos Rabón Grande-128 y Tortuguero-358 (Fig. 62), los cuales reportaron sal a un tiempo de 1.3 y 1.9 seg. respectivamente. La respuesta sísmica que se observa a esos tiempos coincide con fuertes reflectores de alta amplitud y baja frecuencia, que mantienen una buena continuidad en un rango de 10 km cada uno de ellos y por debajo de éstos, la señal es totalmente caótica.

Las secuencias sísmicas por arriba de esos fuertes reflectores, dan la imagen de estructuras colapsadas formando grabens. Estas características sísmicas sugieren la presencia de estructuras salinas tipo canopies. A la derecha del pozo Tortuguero-358 se interpreta una estructura diapírica con su cima a 1.9 seg., que ha plegado e intrusado los estratos superiores, quedando como evidencia el hundimiento periférico de las secuencias sísmicas entre estas estructuras. Después de este diapiro, se aprecia un fuerte engrosamiento de la secuencia sedimentaria, la cual es intrusada a nivel más profundo por otro diapiro cuya cima se interpreta a un tiempo de 2.1 seg.

Seguido a esta estructura, se tienen los pozos Santa Ana-19, 4 y 12, los cuales reportaron sal a 3575, 2943 y 1705 m respectivamente. Esas profundidades corresponden de igual manera a 2.9, 2.65 y 1.9 seg. en la sección, y como se puede apreciar en ella estos tiempos coinciden con un fuerte evento de gran amplitud que da la imagen de una gran pared de sal que ha tomado una dirección preferencial hacia el SO.

Hacia el NE de la sección se interpreta otra estructura tipo canopy, pues se observan nuevamente las características de un fuerte reflector en la cima y una señal caótica por debajo de éste, el cual coincide con la señal observada en el cruce de la sección L-10A. La cima y la base del flanco que cruza L-10A se observan a un tiempo de 2.65 y 2.87 seg. respectivamente. A la derecha de esta estructura, se vuelve a apreciar un levantamiento y fracturamiento de las secuencias sísmicas, posiblemente

debidas a otra intrusión salina la cual se manifiesta con un diapiro cuya cima se interpreta a 2.3 seg. aproximadamente.

A partir de esta última estructura y hacia el NE, las condiciones estructurales de la secuencia sobreyacente se observan seriamente afectadas por fallas lítricas que resbalan aparentemente sobre una masa arcillosa, dato que se establece por la columna del pozo Kuche-1 que no cortó ninguna traza de sal, solamente sedimentos arcillo-arenosos del Mioceno, alcanzando los estratos del Cretácico Superior a una profundidad de 5400 m que equivale a un tiempo aproximado de 4.3 seg.

Por otro lado, esta secuencia arcillosa se aprecia también en el cruce con la sección L-15, continuándose hasta donde se tiene el control del pozo Yaabkan-1, el cual reportó este tipo de sedimentación en estratos del Mioceno, pero en este caso logró atravesar una lente de sal con un espesor de 450 m, la cima y la base de esta lente se aprecia en la sección a un tiempo de 3.2 y 3.4 seg. respectivamente. Al salir de esta estructura se cortaron sedimentos del Oligoceno, Eoceno, Paleoceno y finalmente alcanzó los estratos del Cretácico Superior a un tiempo de 4.1 seg.

SECCION L-18

La ubicación de esta línea se encuentra en la parte nororiental de la región "B", y corresponde a la porción occidental del área marina de Campeche. La sección se orienta en un rumbo NO-SE, con una extensión de 75 km aproximadamente.

Al lado derecho de la sección (Fig. 63) se pueden apreciar claramente las secuencias sísmicas de potentes espesores de sedimentos del Terciario, afectados por tres grandes fallas de crecimiento con caída hacia la cuenca y que resbalan sobre la cima del Oligoceno en un intervalo de tiempo de 3.3 a 3.9 seg.; más allá de este tiempo las condiciones estructurales cambian a un sistema de fallas inversas en donde a un tiempo de 4 seg. se manifiesta un fuerte reflector de baja amplitud que corresponde a la cima del Cretácico Superior reportada por el pozo Uech-1.

Este evento va perdiendo su carácter a medida que se profundiza hacia la parte central de la sección. Un poco más a la izquierda del centro de la sección, se aprecia un conjunto de fallas normales sintéticas y antitéticas que afectan a la secuencia Terciaria, cuyos espesores se ven reducidos considerablemente en donde se concentran las fallas citadas, además de hacerse caótica la señal sísmica.

Estas observaciones sugieren una intrusión salina, la cual tuvo su origen por la fuerte presión de carga sedimentaria ejercida por las fallas de crecimiento lístrico; es decir, que la masa salina fue expulsada por un mecanismo de halokinesis por carga diferencial, dando como resultado una estructura diapírica. La evidencia sísmica de esta estructura no es muy elocuente, pues existe una gran cantidad de difracciones y eventos múltiples que dificultan la interpretación de su morfología, por lo que la interpretación se apoya en las condiciones estructurales características de las intrusiones salinas, además de considerarse la cercanía a la pendiente continental, crucero L-16, en donde las masas salinas son más evidentes.

Sin embargo, existe la posibilidad de considerarse como un cuerpo arcilloso, pues si suponemos que la secuencia adyacente a dicho cuerpo, mantiene velocidades del orden de los 2400 m/s y que la velocidad de la arcilla se mantiene a 2000 m/s, entonces tendremos un contraste de velocidad negativo que nos producirá un efecto "pull-down" en las secuencias subsalinas, como aparentemente lo observamos en la sección con el horizonte Cretácico, pues éste se hunde o "jala hacia abajo" precisamente en donde se tiene el mayor espesor de la masa arcillosa (?). Entonces queda la incertidumbre de esta estructura, dadas las características sísmicas y estructurales entre las masas salinas y arcillosas.

En el extremo izquierdo de la sección, se tiene el crucero con la L-16 en donde se controla a 2.5 seg. el flanco de una lengüeta salina cuya cima se aprecia con un marcado evento a 2.3 seg.; por debajo de este reflector la señal es caótica hasta un tiempo aproximado de 2.7 seg., estimándose un espesor de 900 m. Por debajo de esta lengüeta se observa una secuencia de eventos en forma anticlinal, de los cuales se interpreta a 3.65 seg. como el horizonte Cretácico. Este aparente anticlinal puede ser un simple efecto de "pull-up", ocasionado por el contraste de la alta velocidad de la sal (4500 m/s) y la baja velocidad (2400 m/s) de los sedimentos clásticos adyacentes a la estructura salina.

SECCION L-19

Esta línea se ubica en la parte nororiental de la región "B" y corresponde al área occidental marina de Campeche. Se extiende aproximadamente 20 km en un rumbo SO-NE y cruza por el pozo Bacab-21 y las localizaciones Bacab-101 y Lum-1 (Fig. 64).

Las estructuras salinas que se observan, corresponden al tipo ondulaciones de sal (salt rollers); estas se aprecian en un intervalo de tiempo de 3.5 a 3.8 seg. Los flancos pronunciados de estas estructuras funcionan como planos de falla que caen hacia la cuenca, es decir, hacia el suroeste (lado izquierdo de la sección). Estos flancos conforman un sistema de fallas lístricas de rotación en donde las secuencias sobreyacentes del Jurásico y parte del Cretácico rotan en bloques hacia el NE (sentido de las manecillas).

La cima de las ondulaciones de sal se manifiesta en la sección con un fuerte reflector de alta amplitud y baja frecuencia, seguido de una señal caótica. Una de estas estructuras fue cortada por el pozo Bacab-21 a una profundidad aproximada de 4500 m, equivalente a un tiempo de 3.5 seg.

Este tipo de estructuras es muy semejante a las observadas en las costas de Cabinda en Angola y también en la Cuenca de Espíritu Santo en Brasil, como se mostró en capítulos anteriores. En todos los casos, las fallas lístricas que conforman a las ondulaciones de sal caen hacia la cuenca y en nuestro caso también se cumple esta característica. La formación de estas estructuras puede asociarse al mecanismo de halotectónica extensional combinado con el de halokinesis por carga diferencial.

En una etapa inicial, la sal depositada en las partes marginales de la Cuenca del Golfo de México, se fue recubriendo con secuencias carbonatadas del Jurásico Superior-Cretácico y secuencias terrígenas del Terciario. Durante el proceso de apertura y subsidencia de dicha cuenca, las fuerzas distensivas y la pendiente que se fue incrementando con la subsidencia, sirvieron para que los estratos del Jurásico Superior se fracturaran en bloques debido a su deslizamiento por gravedad hacia la cuenca; dichos bloques fueron separados mediante fallas lístricas con caída hacia la cuenca.

Conforme continuaba el deslizamiento, gran cantidad de aporte sedimentario relleno a la cuenca ejerciendo fuertes presiones de carga sobre la masa salina, expulsándola a las zonas de menor presión, pero debido a la pendiente de la cuenca la sal fue adquiriendo las formas de ondulaciones de sal, tal y como sucede con las ondulaciones de arena en las zonas marginales de las cuencas.

Como se aprecia en la sección, los planos de las fallas lítricas resbalan sobre el flanco pronunciado de la masa salina, provocando con ello condiciones favorables para el entrapamiento de aceite en las secuencias del Jurásico Oxfordiano y Kimmeridgiano sobreyacentes a estas estructuras salinas.

CONCLUSIONES

En base a las diversas teorías e hipótesis de la Tectónica Salina, pueden concluirse los siguientes puntos:

1) Que la masa salina se comporta como un cuerpo de gran plasticidad, la cual se incrementa conforme aumenta su temperatura.

2) Puesto que la densidad de la sal permanece constante a cualquier profundidad de sepultamiento, ésta no sufre compactación cuando es sometida a fuertes esfuerzos de carga, dando lugar con esto a que simplemente fluya entre o a través de las secuencias sedimentarias.

3) Como la densidad de la sal es constante, su velocidad sísmica también es constante en promedio de 4500 m/s, el contenido de impurezas como lutitas y carbonatos dentro de la masa salina incrementa o decrementa su velocidad sísmica.

4) La sal fluye y adquiere diferentes morfologías en función del mecanismo que provoca su movimiento. Dichos mecanismos se clasifican como:

a) Halokinesis por flotación, que se origina cuando la diferencia de densidades entre la sal y la carga sedimentaria es negativa, dando origen a montículos y almohadillas.

b) Halokinesis por carga diferencial, que se origina por los cambios laterales de densidad de las secuencias suprayacentes a la sal, dando origen a domos y diapiros.

c) Halokinesis de expansión por gravedad, que se origina cuando la sal alcanza un nivel de equilibrio isostático, pero se desborda lateralmente, dando origen a canopies y lenguetas.

d) Halokinesis por convección termal, aún no se ha definido ni encontrado su evidencia, pero se piensa que debido a la alta conducción térmica de la sal, se pueden generar corrientes de convección térmica que permiten un flujo toroidal de la masa salina.

e) Halotectónica Extensional, que se origina por fuerzas distensivas que actúan sobre la masa salina, facilitando deslizamiento de unidades de roca a lo largo de planos de falla en los flancos de pequeños montículos que se deforman en ondulaciones de sal.

f) Halotectónica Compresional, que se origina por fuerzas de compresión que generan fallas inversas por donde se expulsa la sal en forma de lentes o diapiros intrusivos en niveles profundos.

5) Las formas que adquiere la masa salina a través de los diferentes mecanismos, cumplen con un patrón de evolución estructural que se inicia con la formación de montículos y ondulaciones de sal que evolucionan a almohadillas y domos, y éstos a diapiros, paredes y bloques de sal para finalmente transformarse en canopies y lenguetas. Generalmente esta evolución se inicia en las partes marginales de las cuencas y termina en la zonas de mínimos espesores de las mismas.

Las estructuras salinas interpretadas en el Sureste de México y Sur del Golfo de México, concuerdan con los modelos de evolución de la tectónica salina conocidos en otras partes del mundo, por lo que en esta tesis, se utilizó la clasificación de estructuras salinas a nivel mundial para diferenciar adecuadamente las que existen en México. En base a las morfologías observadas en las secciones sísmicas y la ubicación de éstas, se construyó un plano de distribución y clasificación regional de las masas salinas (Fig.65).

6) En la porción noroccidental del área de Campeche, se tienen ondulaciones de sal a profundidades promedio de 4500 m orientadas en hileras con rumbo de NE-SO. Estas estructuras son el resultado de mecanismos combinados de halokinesis extensional y carga diferencial.

7) En la zona de talud (isobatas de 200-500 m) se observaron diapiros, bloques y paredes de sal muy cercanos al piso oceánico, éstas últimas han evolucionado en algunos casos a lenguetas o posibles canopies. Todas estas estructuras fueron formadas por mecanismos de halokinesis por carga diferencial y expansión por gravedad.

8) Hacia la parte costera del sur de Veracruz y gran parte de las costas del Estado de Tabasco se clasificaron estructuras de tipo canopies y lenguetas muy evolucionadas que también están presentes en la porción continental de la Cuenca Salina del Istmo. El mecanismo que influyó en la formación de estas estructuras fue de halokinesis por carga diferencial y de expansión por gravedad.

9) Hacia la parte sur de la Cuenca de Comalcalco, las masas salinas se manifiestan como domos y diapiros en etapa media de evolución, los cuales fueron formados por mecanismos de halotectónica compresional.

10) Hacia la parte occidental de la Cuenca de Macuspana se identificaron lentes de sal y diapiros en niveles profundos también formados por fuerzas compresionales.

11) Desde el punto de vista económico-petrolero, destaca el área de diapiros y canopies en etapa de evolución avanzada en el Golfo de México, los cuales presentan condiciones estructurales favorables para el entrapamiento de hidrocarburos, como lo demostró el pozo Marbella-1 que encontró gas en arenas del Mioceno. Desafortunadamente sólo se han perforado unos cuantos pozos en esta área, por lo que es necesario reconsiderar las expectativas de esta región.

12) En la porción terrestre, el área de la Cuenca Salina del Istmo presenta grandes perspectivas para encontrar yacimientos petrolíferos; pues existen posibilidades de atravesar las lenguetas o canopies de sal que se encuentran en niveles muy someros y explorar sedimentos del Mioceno y Mesozoico subyacentes a dichas estructuras salinas. Esto se apoya en las evidencias dadas por los pozos Tonalá-902, Gurumal-2, Rabasa-1 y el pozo Sal Somera-1.

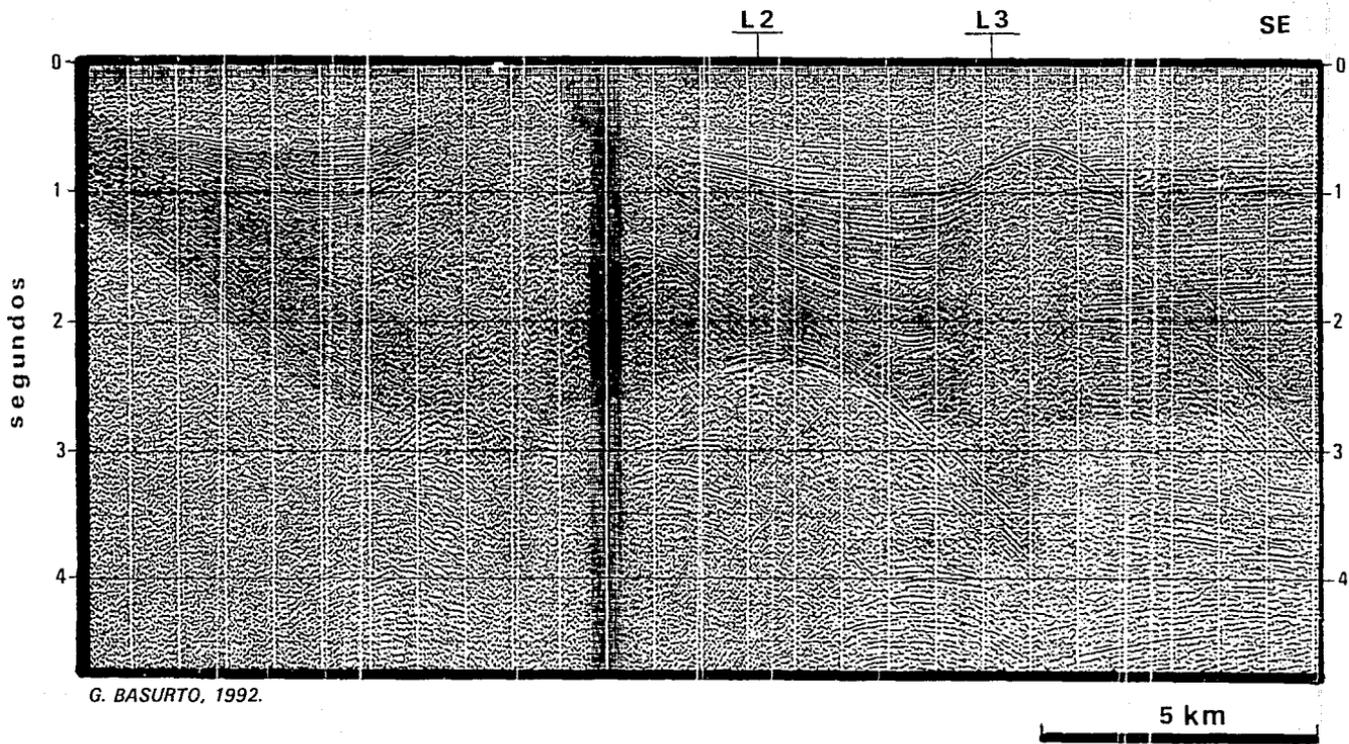
Todos estos pozos lograron atravesar lenguetas o canopies de sal y cortaron sedimentos subsalinos del Mioceno, en los tres primeros, y Eoceno en Sal Somera, quedando la posibilidad de encontrar rocas del Mesozoico a mayor profundidad.

Muchos de los pozos perforados en el campo Magallanes, únicamente han llegado a la cima de la sal de estos posibles canopies o lenguetas, por lo que también se abren posibilidades de encontrar nuevas acumulaciones de hidrocarburos por debajo de estas estructuras y además en otras conocidas como Cinco Presidentes, La Venta, Tonalá-El Burro, El Plan, Los Soldados, etc..

13) Por lo que respecta a Chiapas-Tabasco, la sal se ha atravesado en muchos pozos y se han encontrado algunos campos productores de aceite como Tecominoacán, Caparroso, Sen, etc. en rocas carbonatadas del Mesozoico subyacentes a la sal, por lo que ya no es sorpresa atravesar estructuras salinas y explorar el Mesozoico.

14) Las condiciones estructurales que han generado las estructuras salinas son de atractivo petrolero, por lo que es conveniente realizar levantamientos sísmicos de detalle 2-D ó 3-D y de reproceso sísmico en el área central y oriental de la Cuenca Salina del Istmo, pues existen posibilidades de cortar las lenguetas o los canopies de sal en niveles muy someros y encontrar sedimentos del Mioceno con posibilidades de almacenamiento de hidrocarburos. Así mismo, el área de diapiros altamente maduros en el Golfo de México presenta condiciones estructurales de interés petrolero, sin embargo, la información sísmica disponible en esta área se ve afectada por la intensa intrusión salina, por ello se deben tirar líneas de detalle que reduzcan lo más posible los problemas de multiplicidad, difracción y reflexiones laterales provocadas por la sal. En el área de domos de la parte oriental de la Cuenca de Comalcalco, las posibilidades de entrapamiento se profundizan a nivel Mesozoico. Mucha de la información disponible en esta región es de regular calidad, por lo que se deben reanalizar y adquirir nuevas líneas sísmicas. En cuanto a la zona de ondulaciones de sal, la información sísmica disponible es de buena calidad pero no suficiente, por ello se recomienda adquirir nuevos datos que complementen los ya existentes para lograr una mejor definición estructural de estos cuerpos. En términos generales, es necesario contar con información sísmica de calidad total, ya que de ello depende el éxito de la exploración de hidrocarburos.

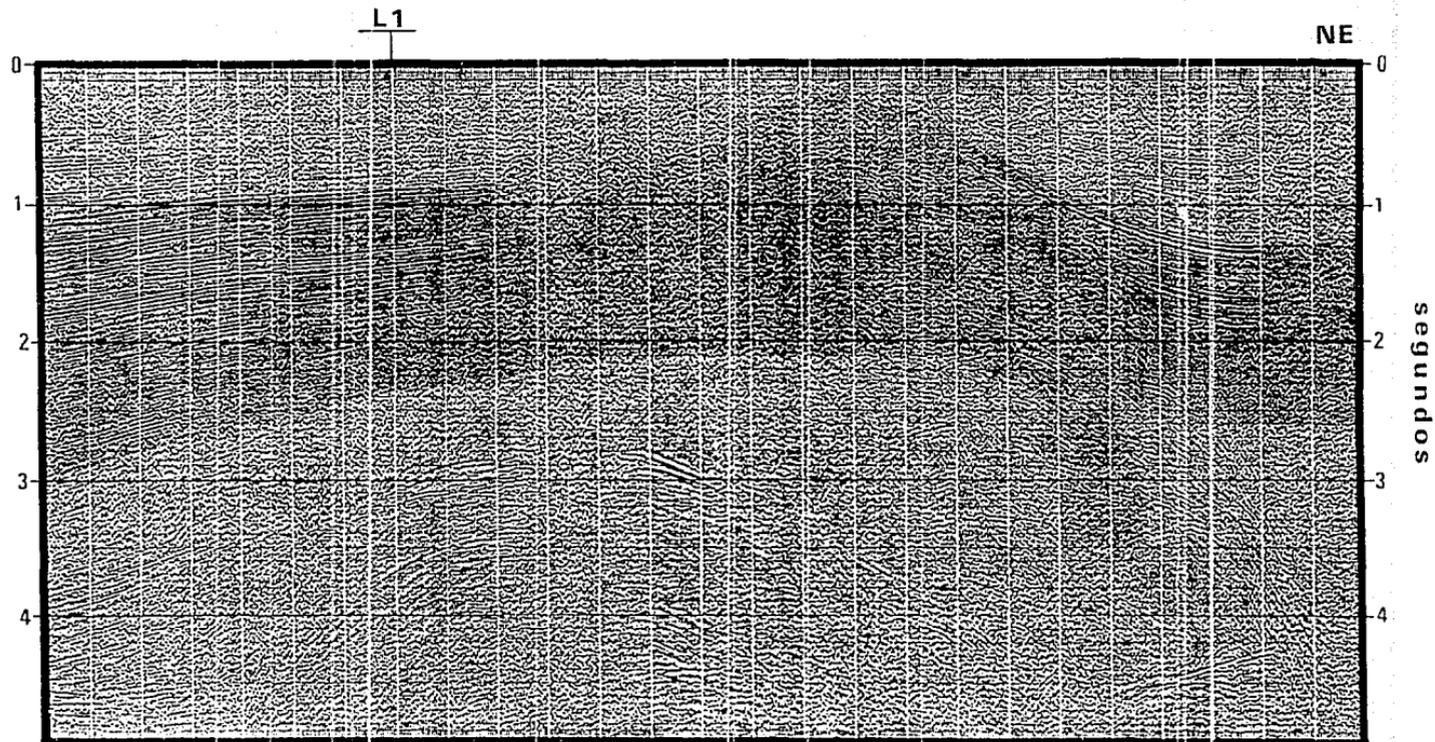
L1



G. BASURTO, 1992.

FIG. 45

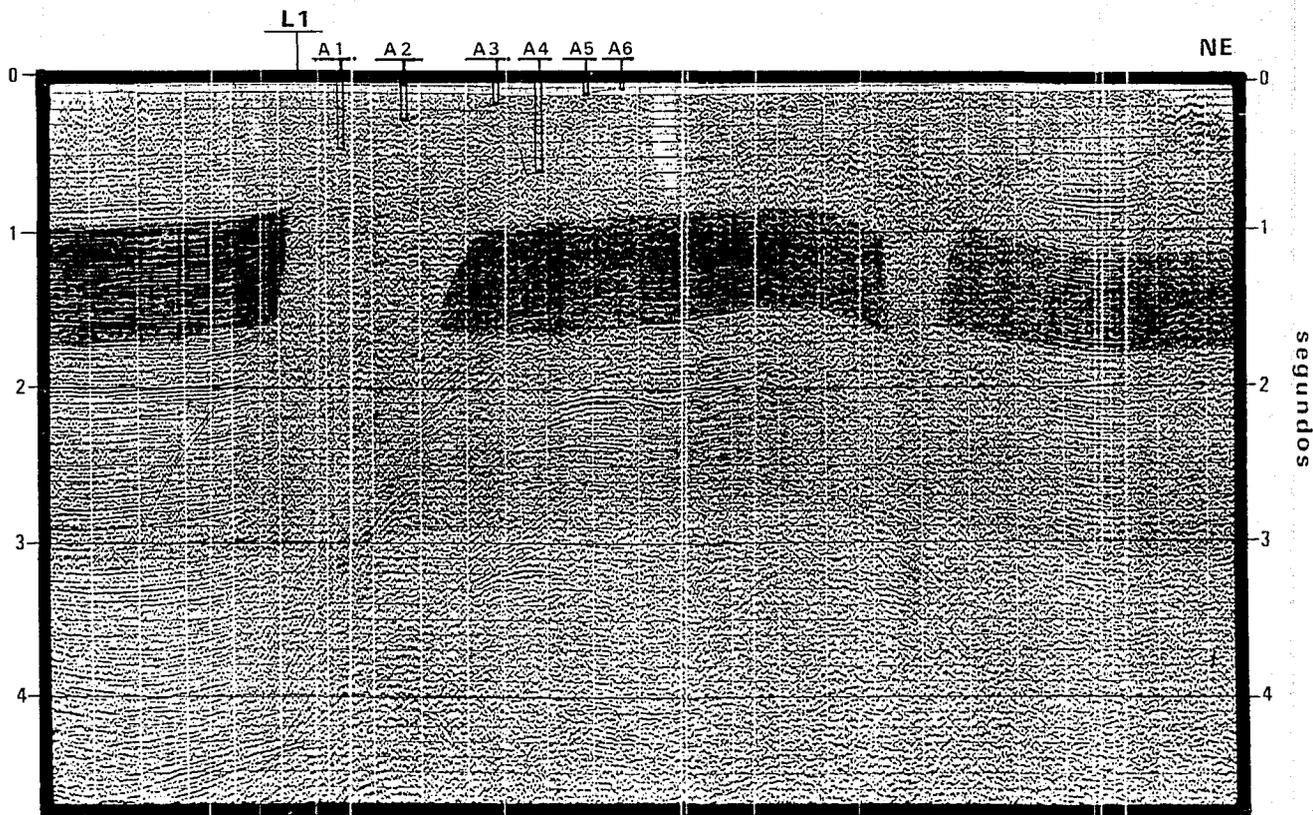
L 2



G. BASURTO, 1992.

FIG. 46

L3



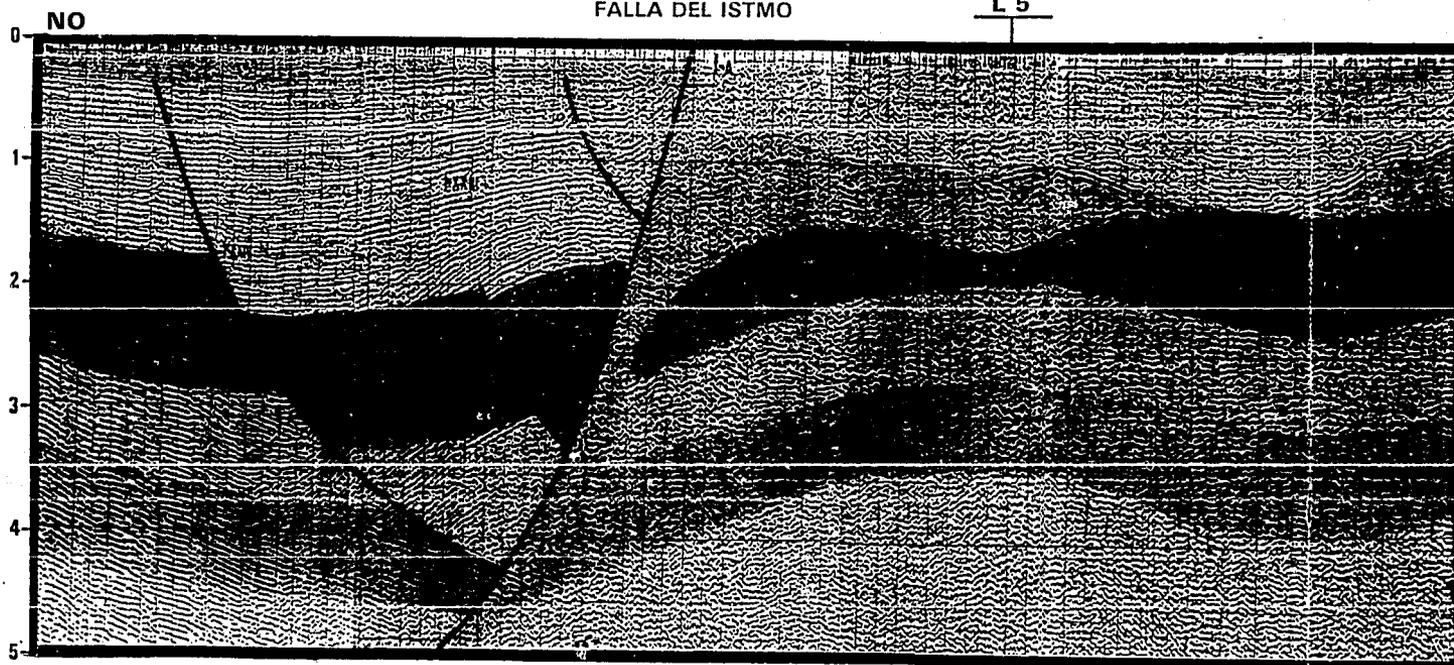
G. BASURTO, 1992.

FIG. 47

CUENCA DE VERACRUZ

FALLA DEL ISTMO

CUENCA SALINA DEL ISTMO

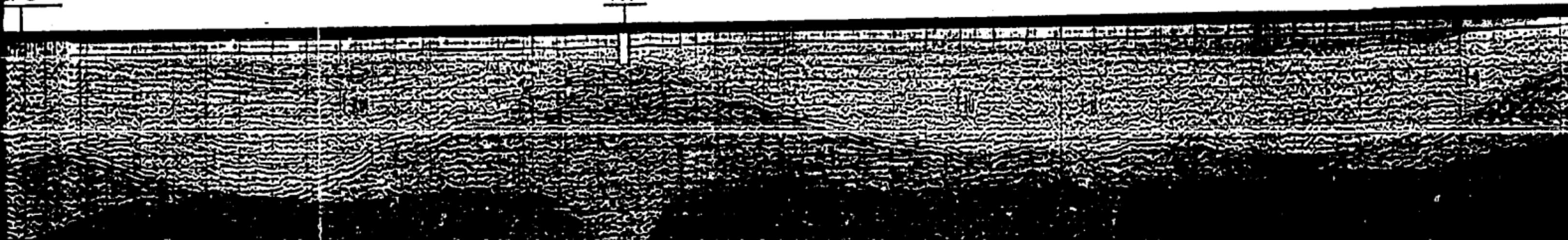


L4

CUENCA SALINA DEL ISTMO

5

A7



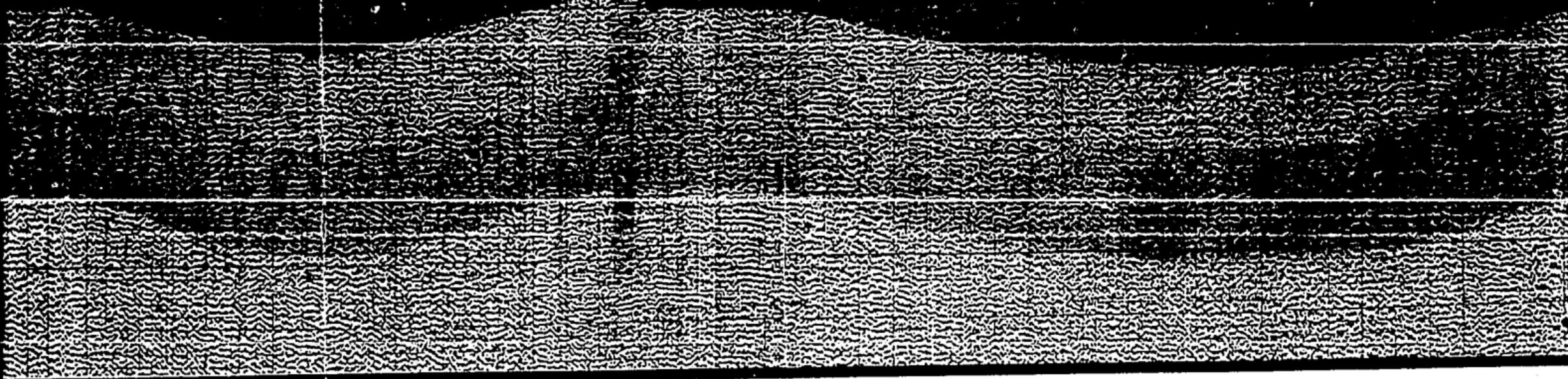
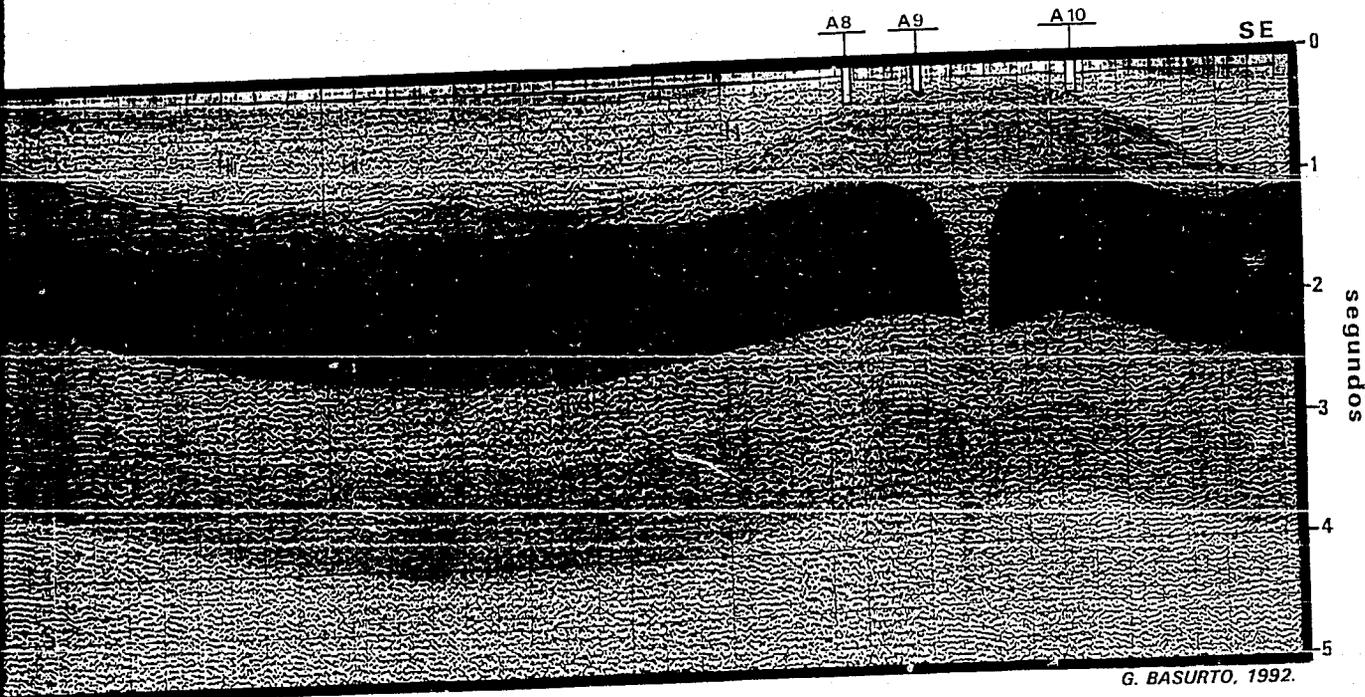
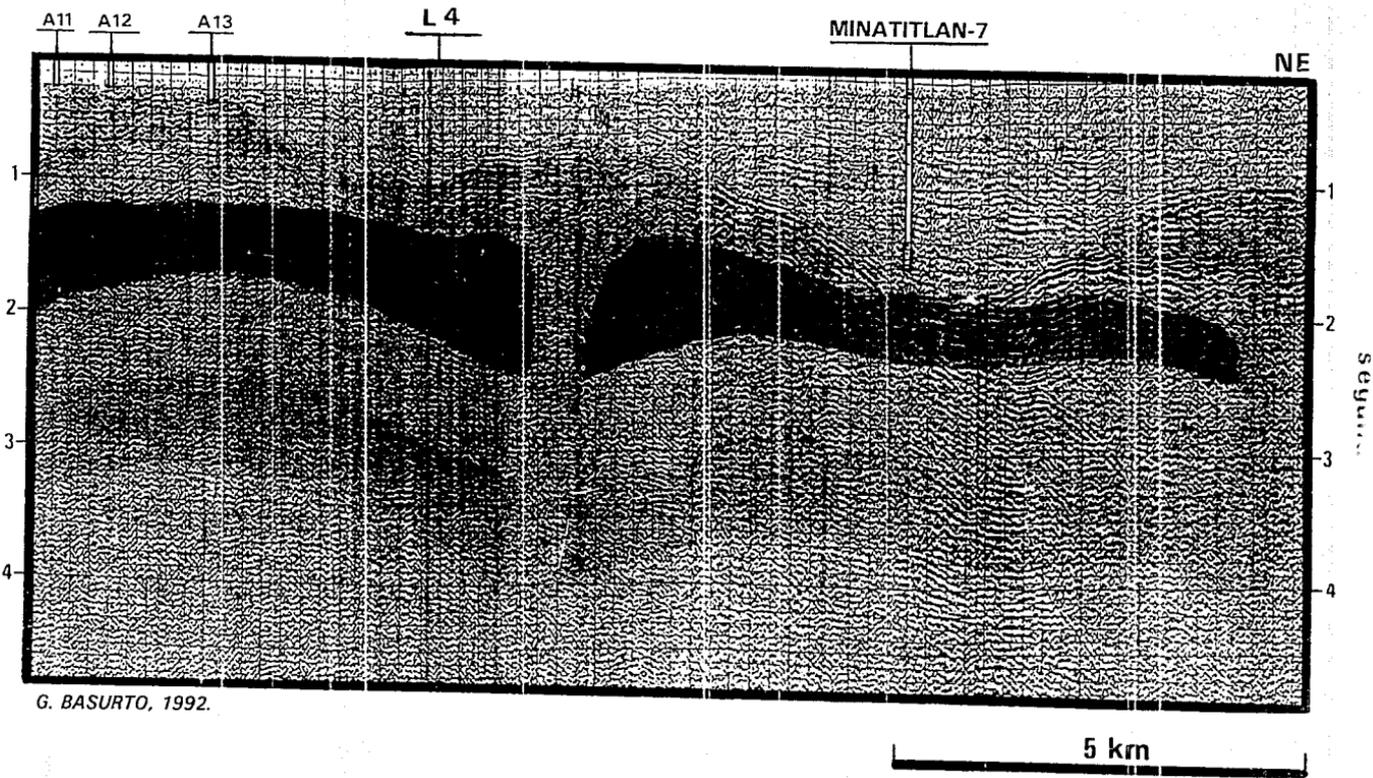


FIG. 48



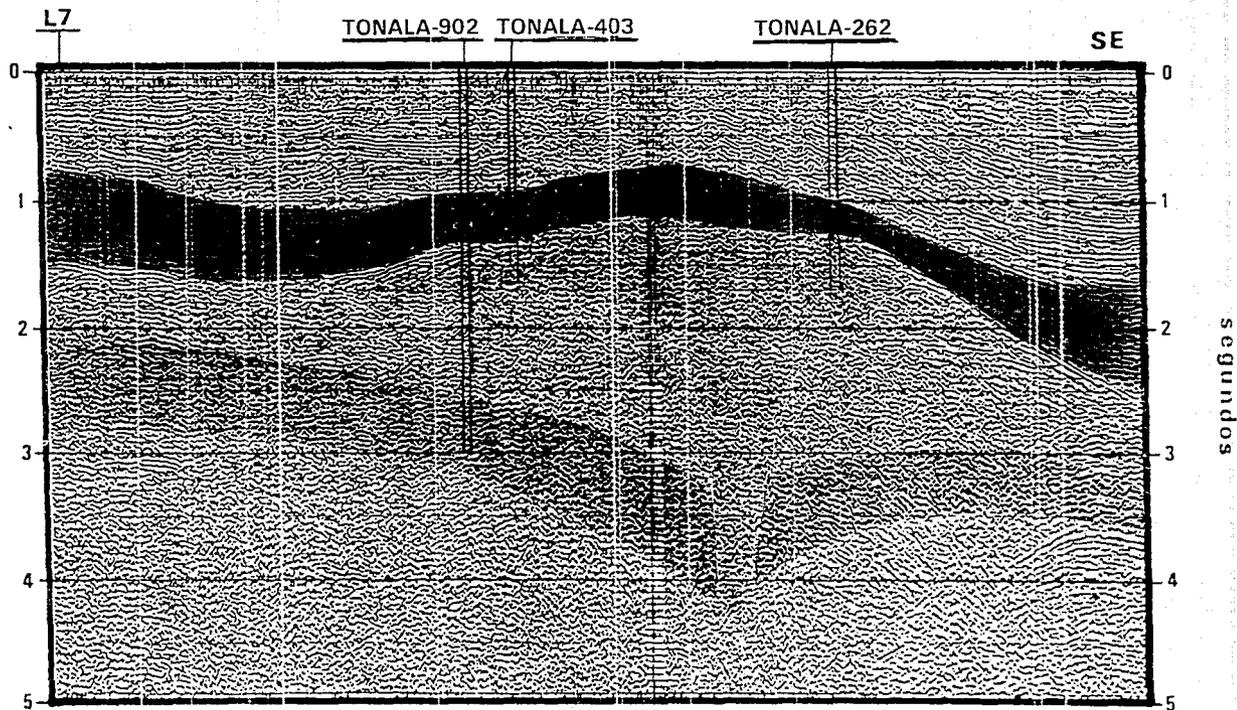
L 5



G. BASURTO, 1992.

FIG. 49

L6

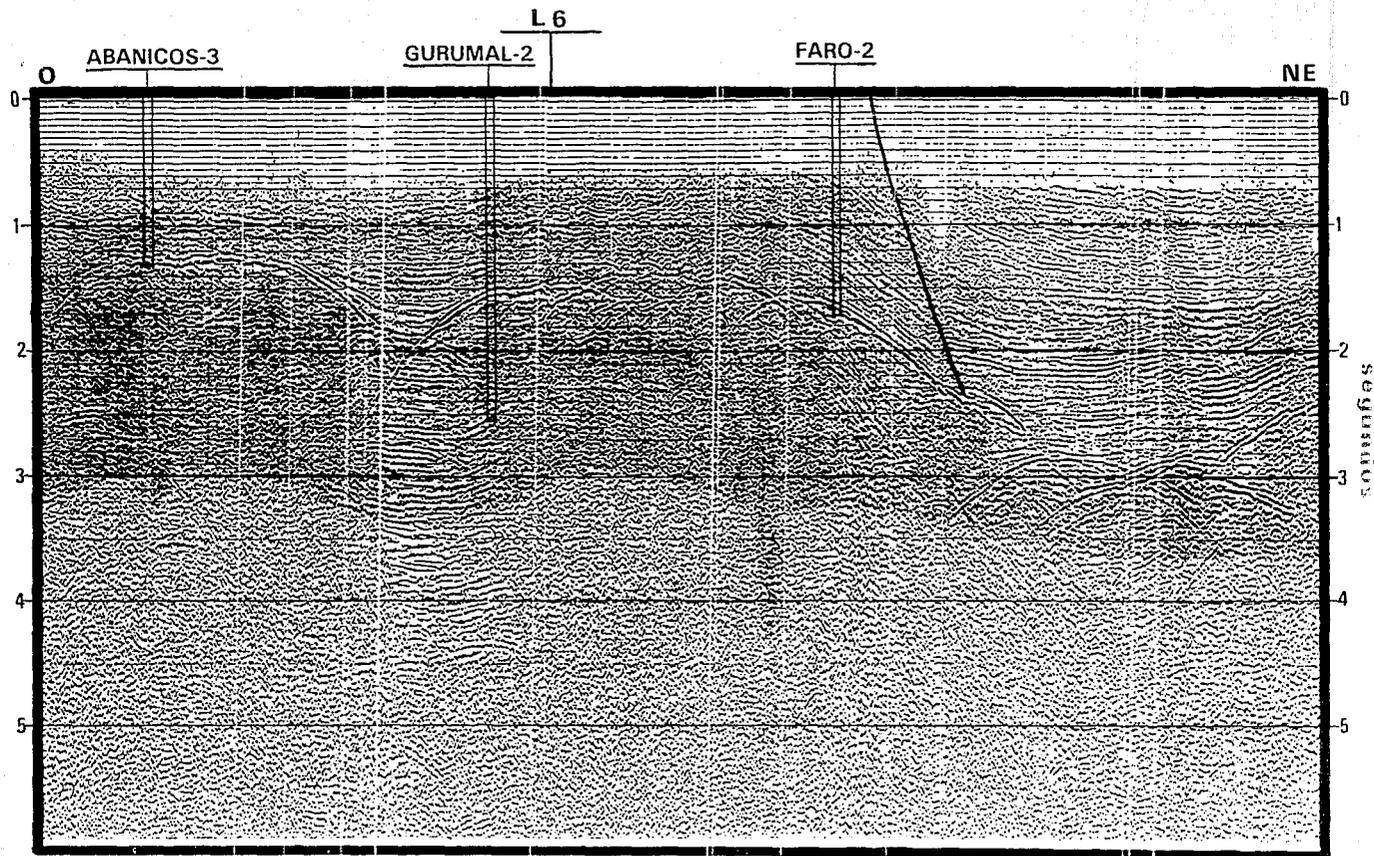


G. BASURTO, 1992.

FIG. 50

5 km

L7

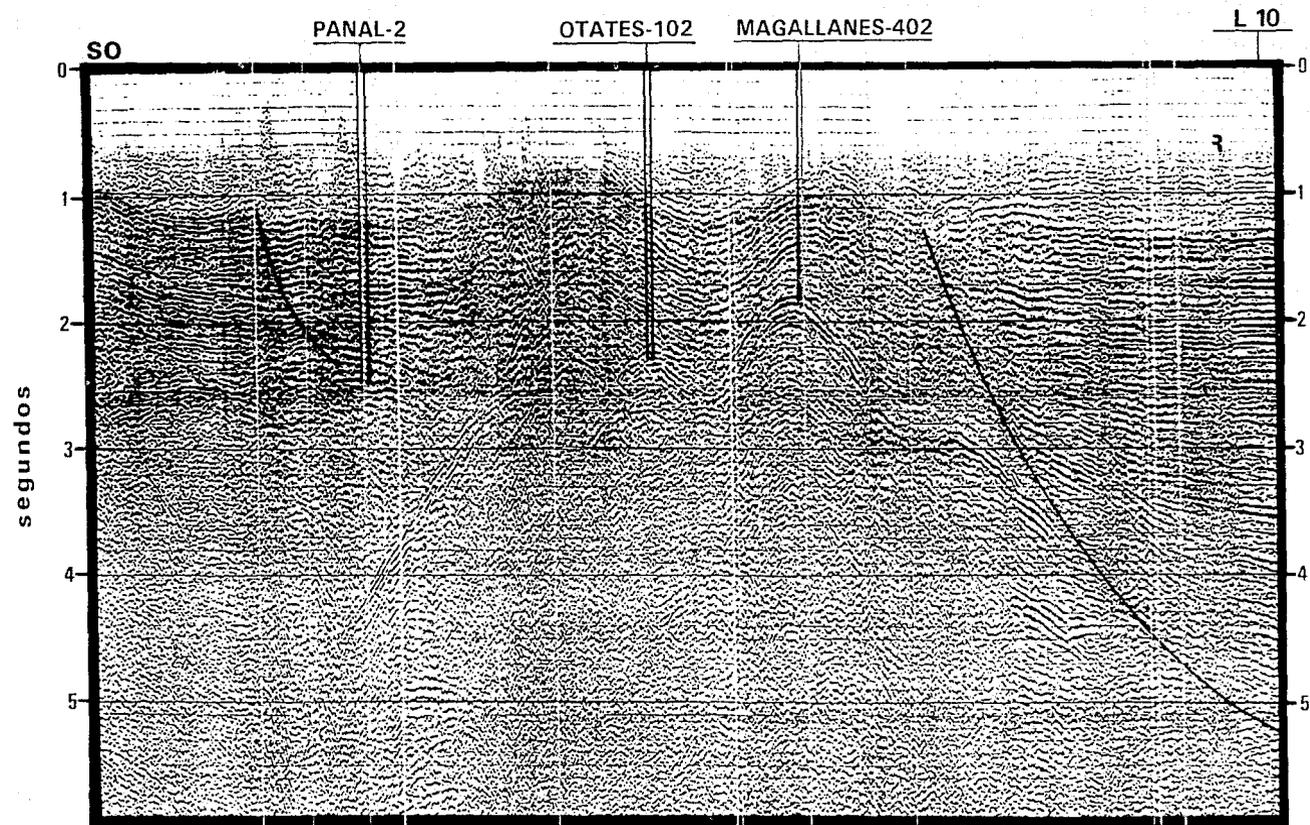


G. BASURTO, 1992.

FIG. 51

10 Km

L 8



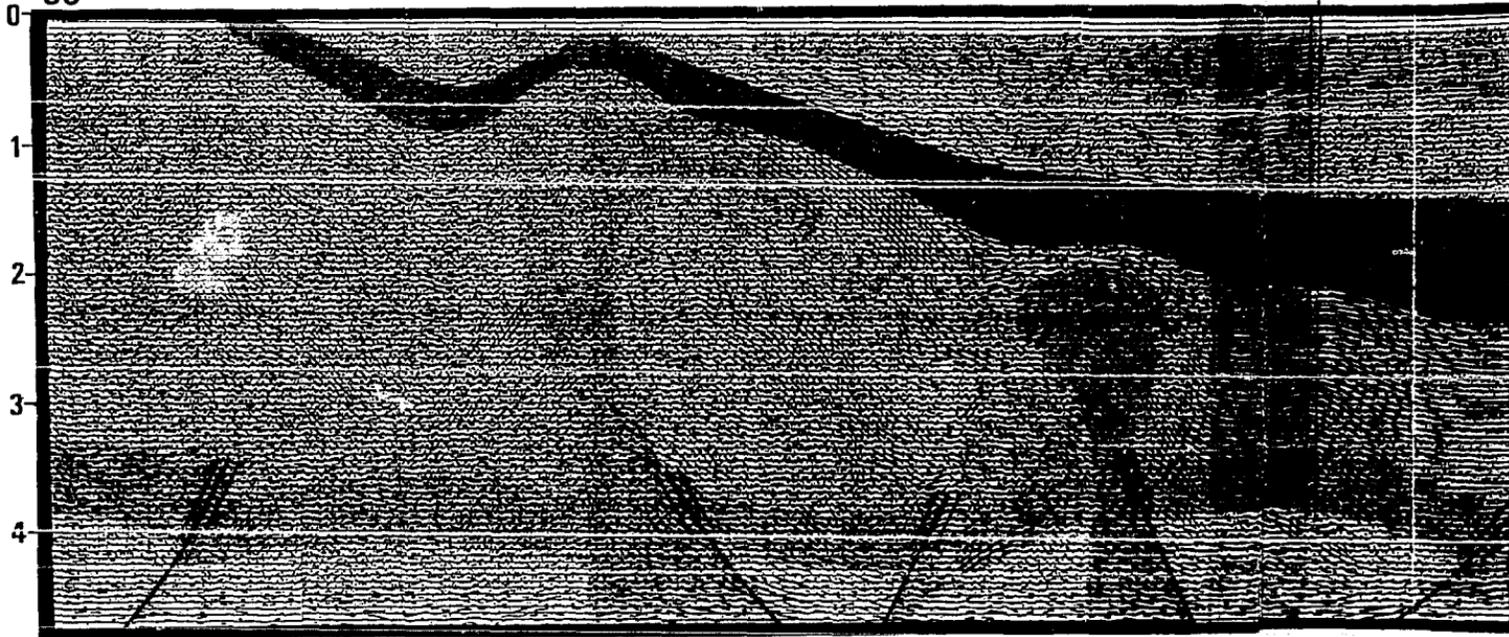
G. BASURTO, 1992.

FIG. 52

AREA LAGUNA NUEVA

SUREÑO-1A (PROY)

SO



10 Km

L9

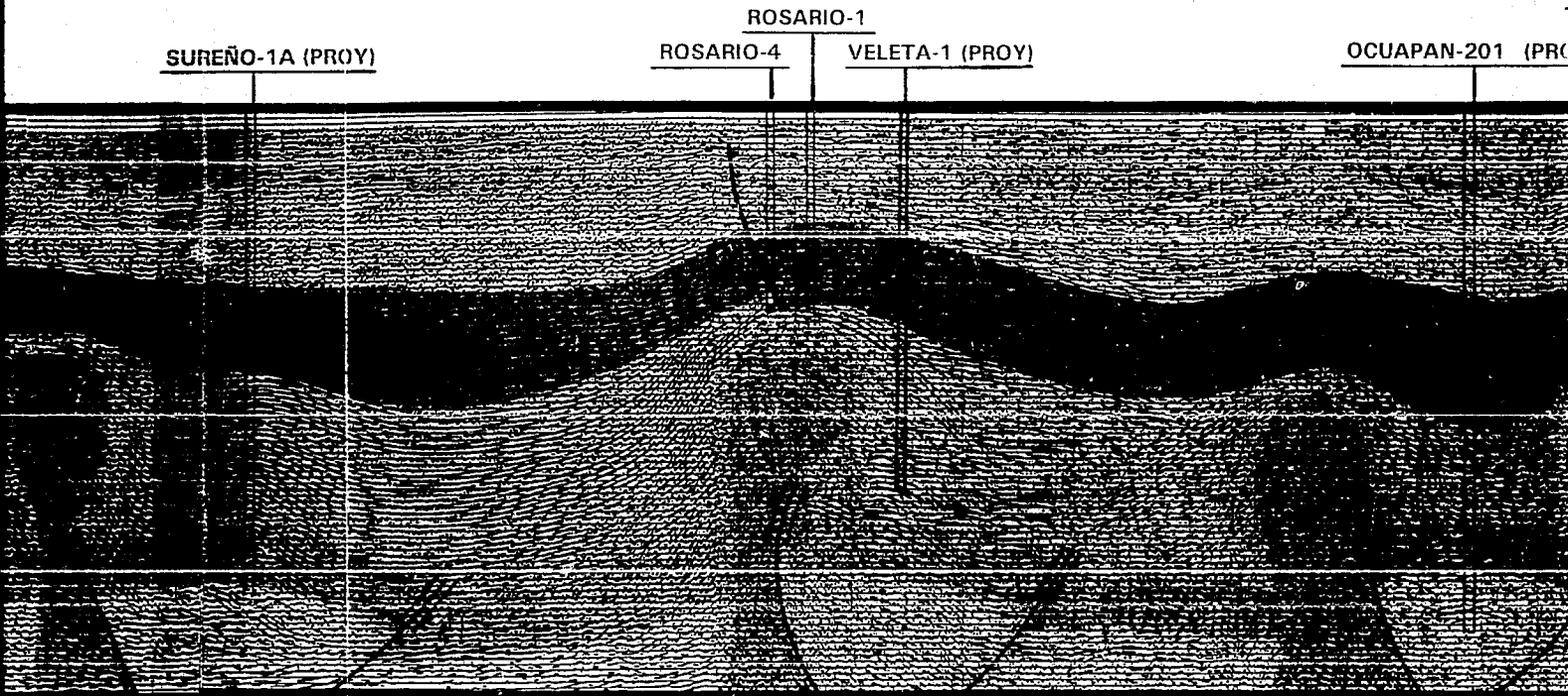


FIG. 53

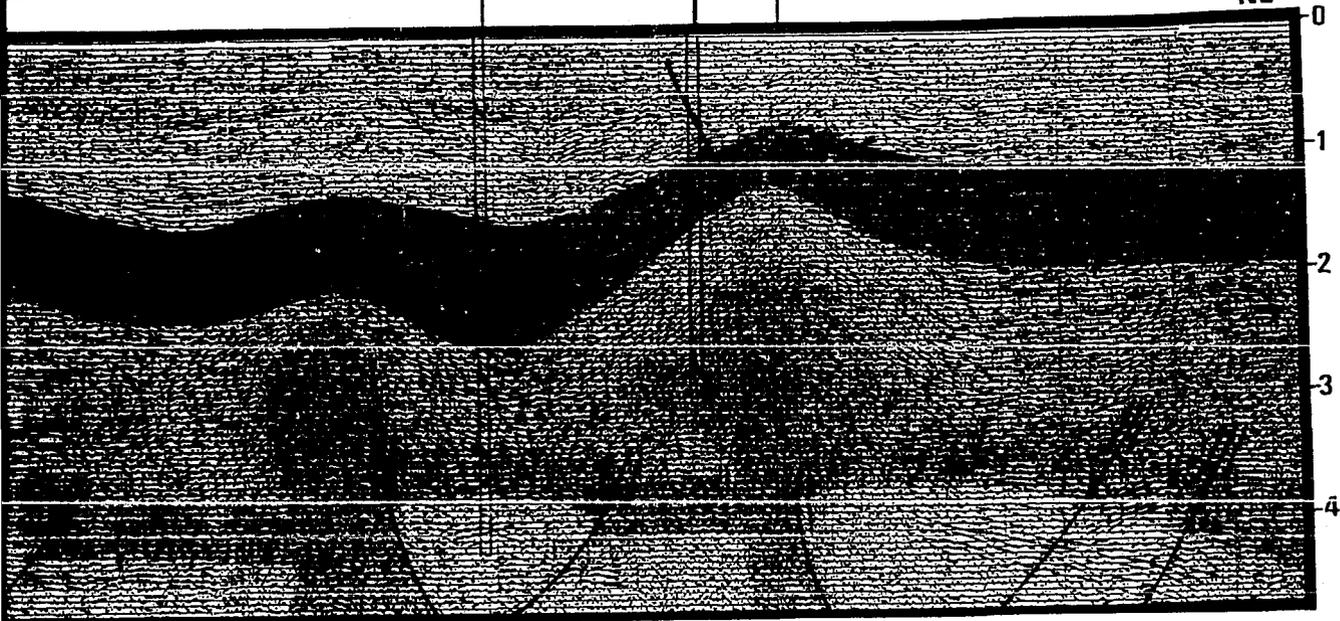
0Y)

TECOMINOACAN-132

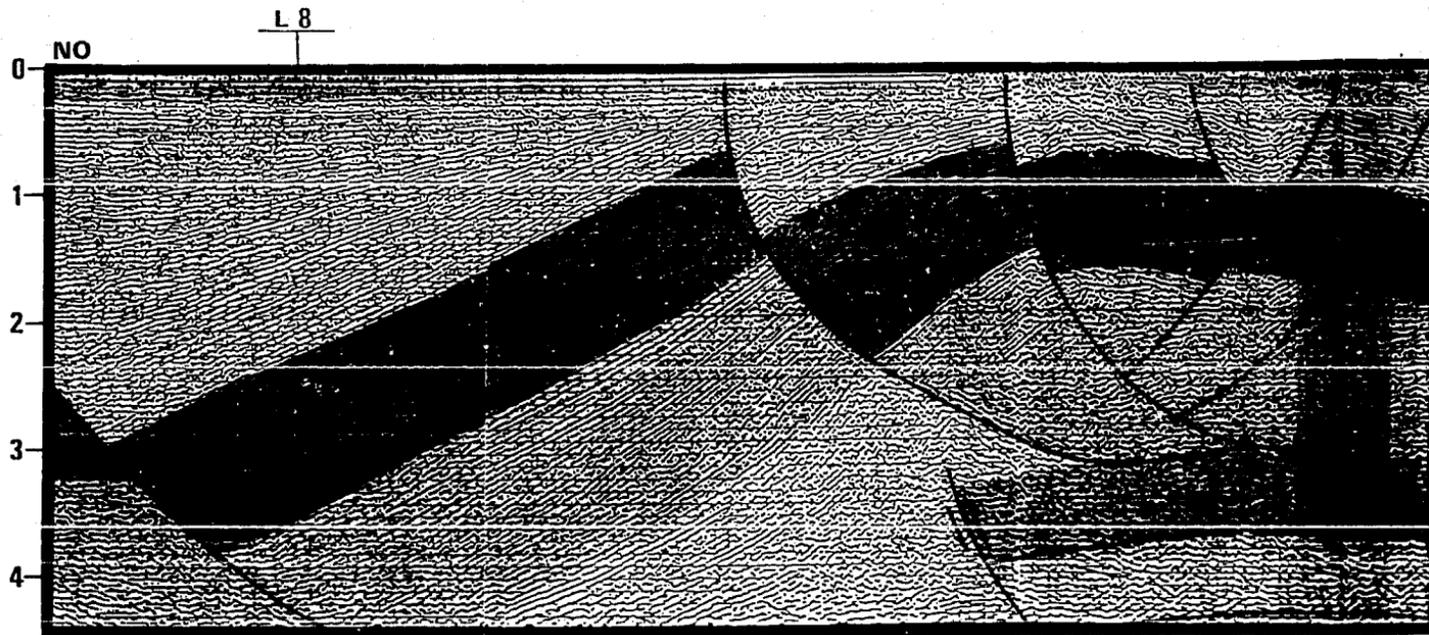
OCUAPAN-201 (PROY)

L 10

NE



G. BASURTO, 1992.



G. BASURTO, 1992.

FIG. 54

L 10

CUATAJAPA-101A

CHAYA-1

TECOMINOACAN-20

L 9

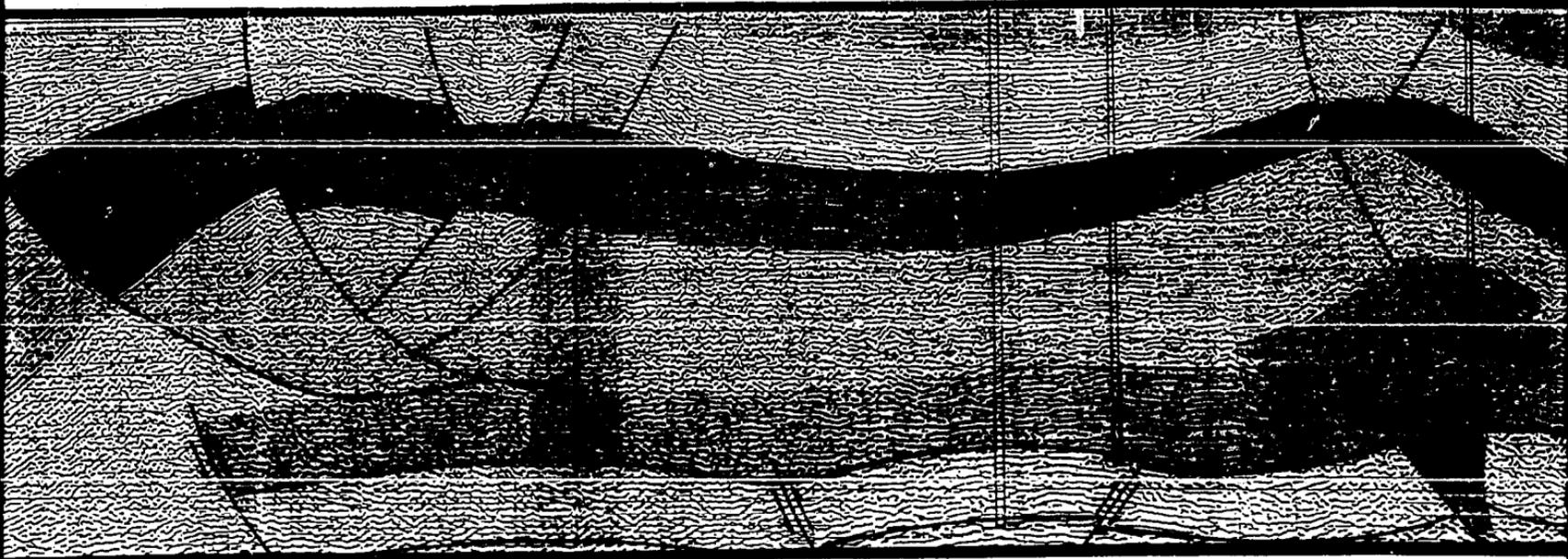
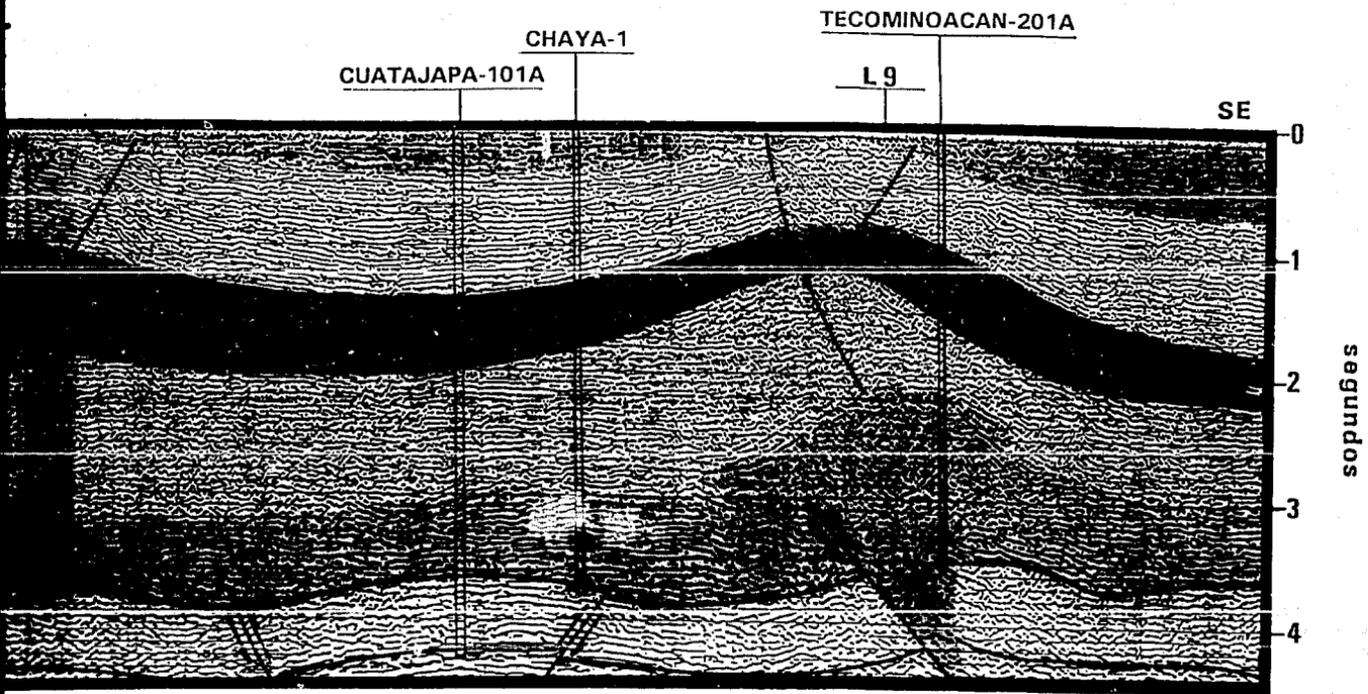
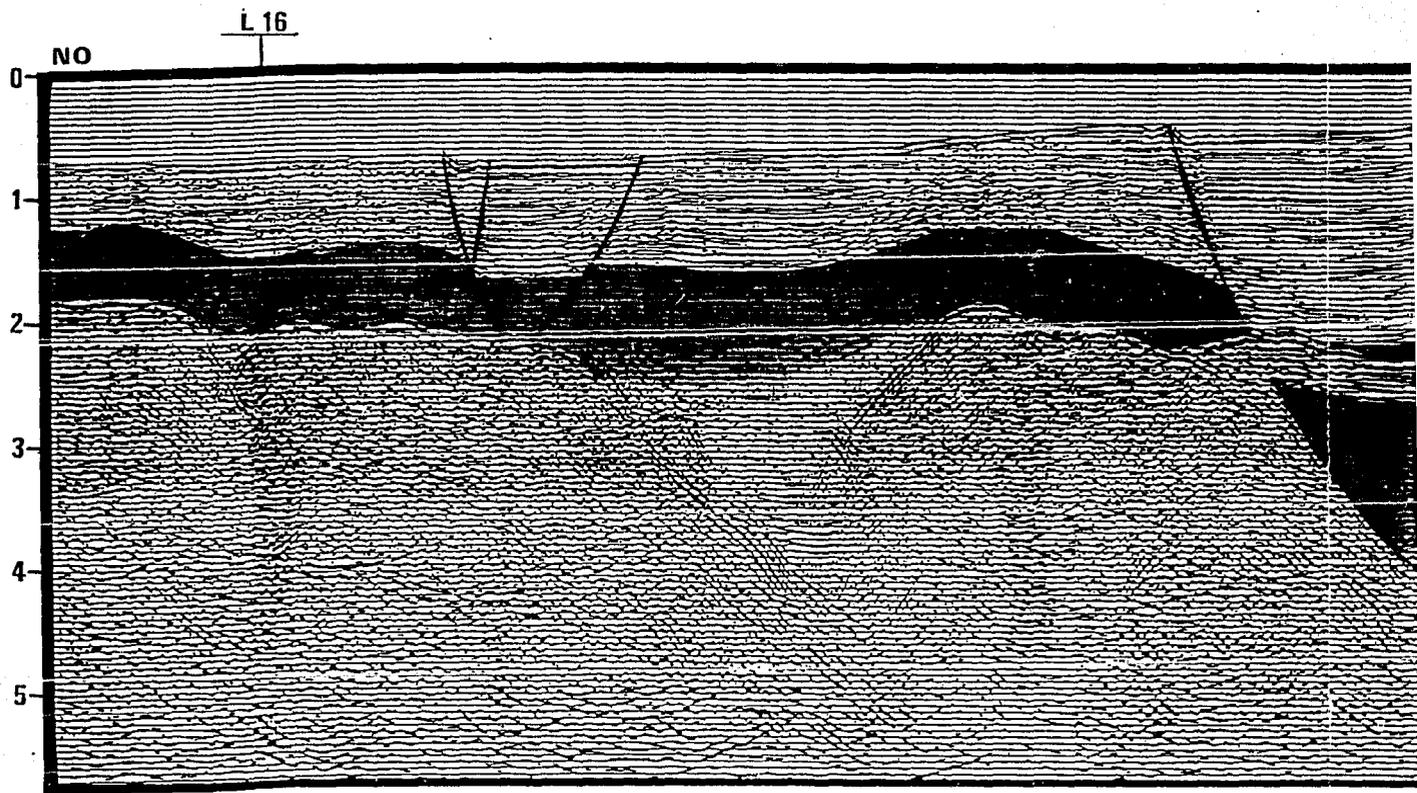


FIG. 54

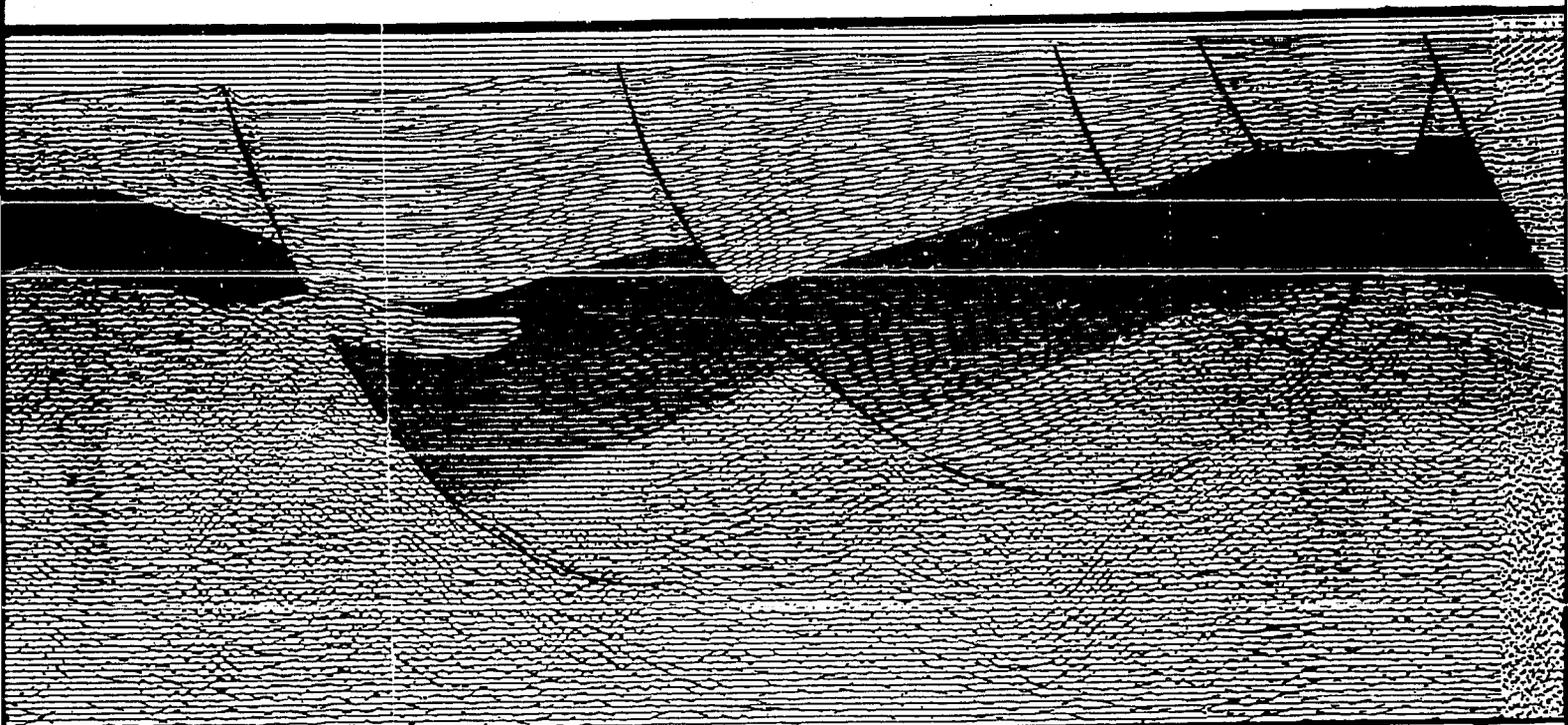
10 Km



10 Km



G. BASURTO, 1992.



L 10A

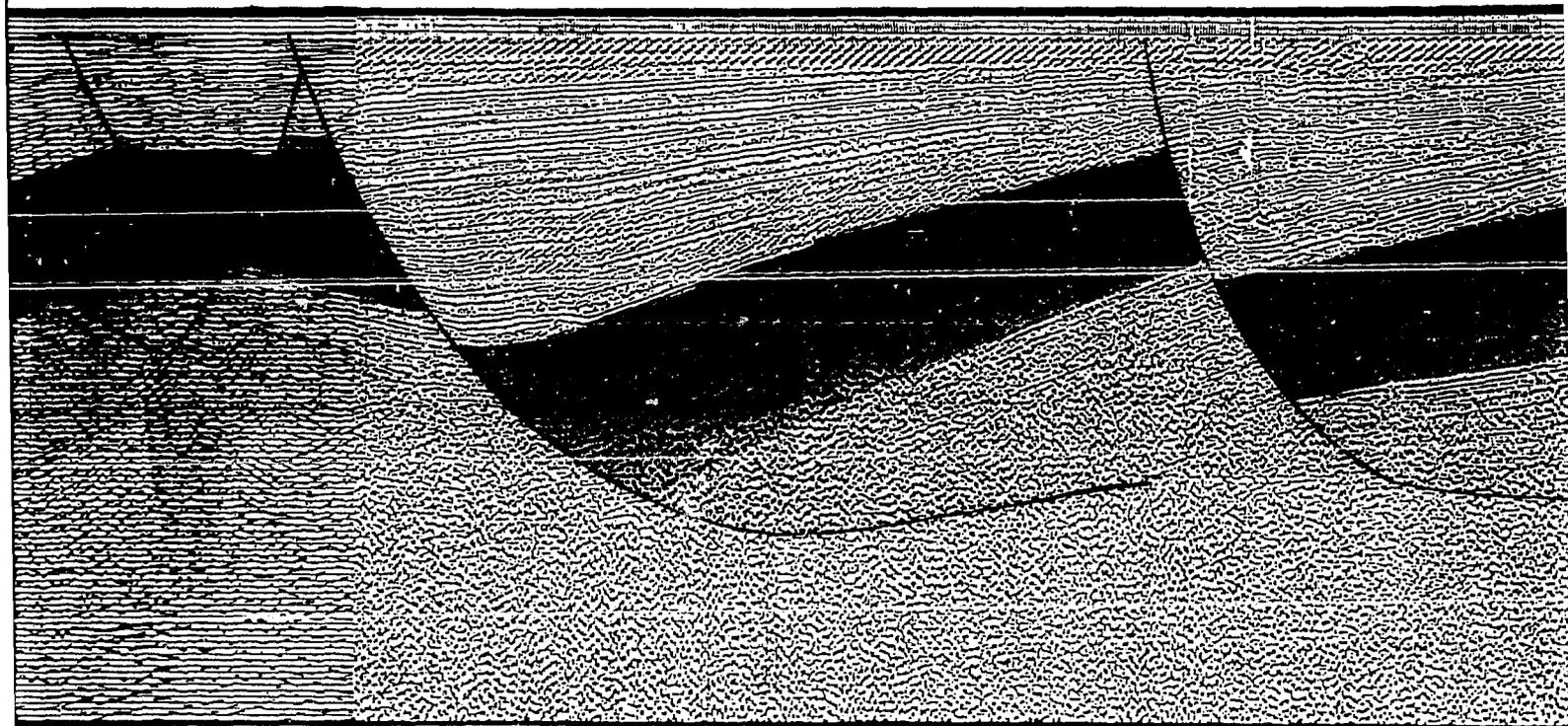


FIG. 55

L 10A

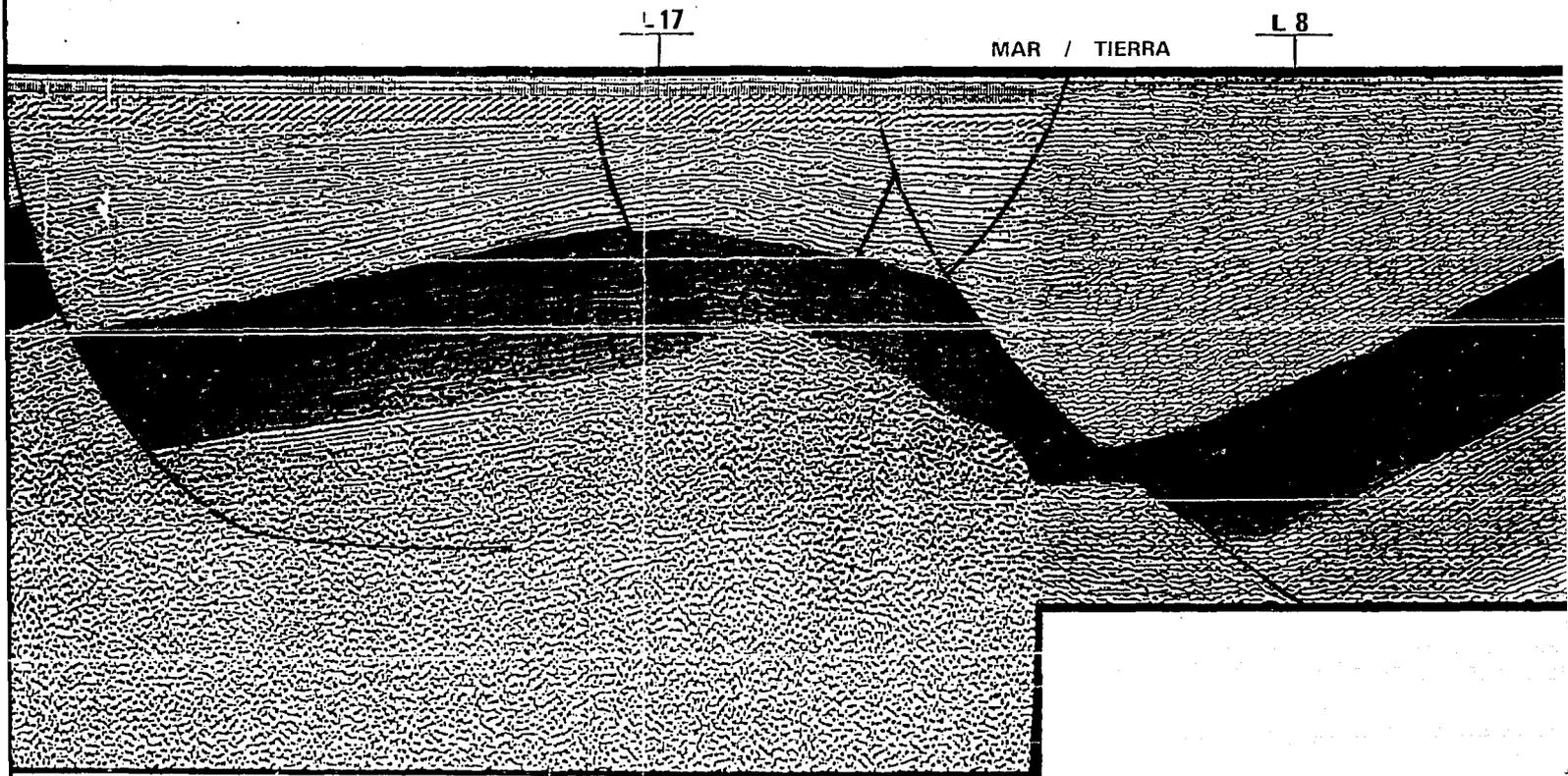
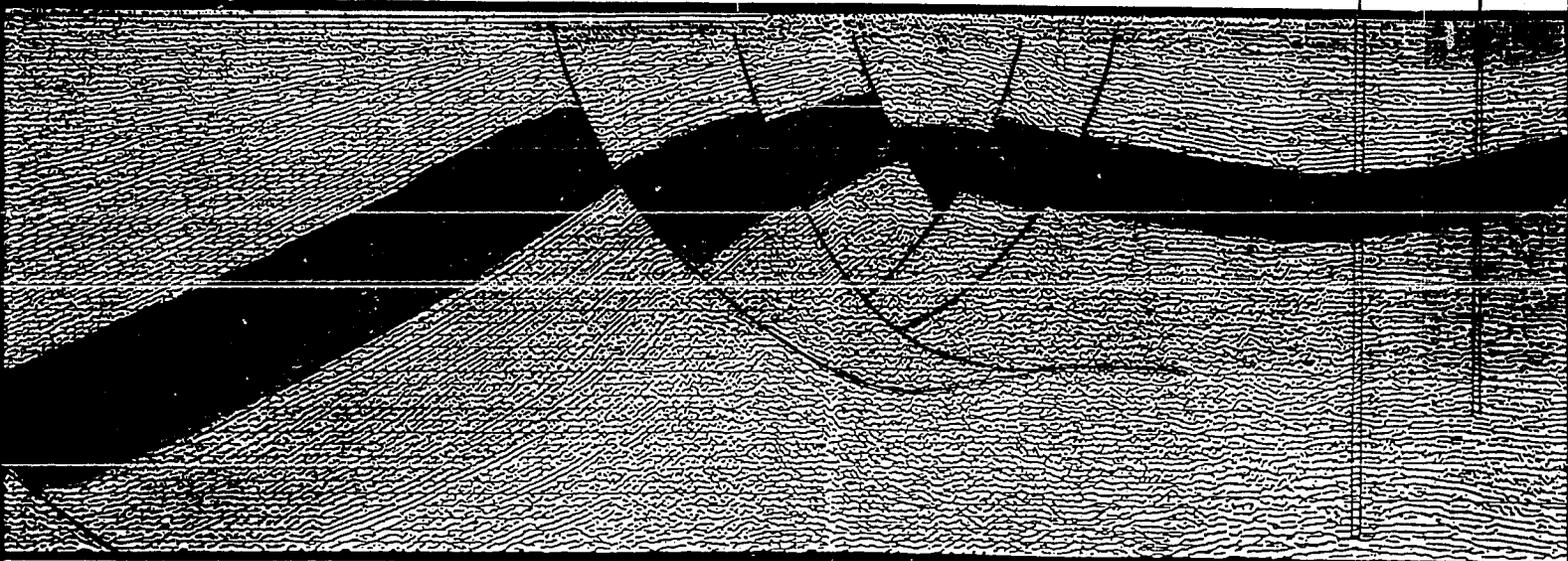


FIG. 55

L 8

CUATAJAPA-101A

CHAYA-1



CUATAJAPA-101A

CHAYA-1

TECOMINOACAN-201A

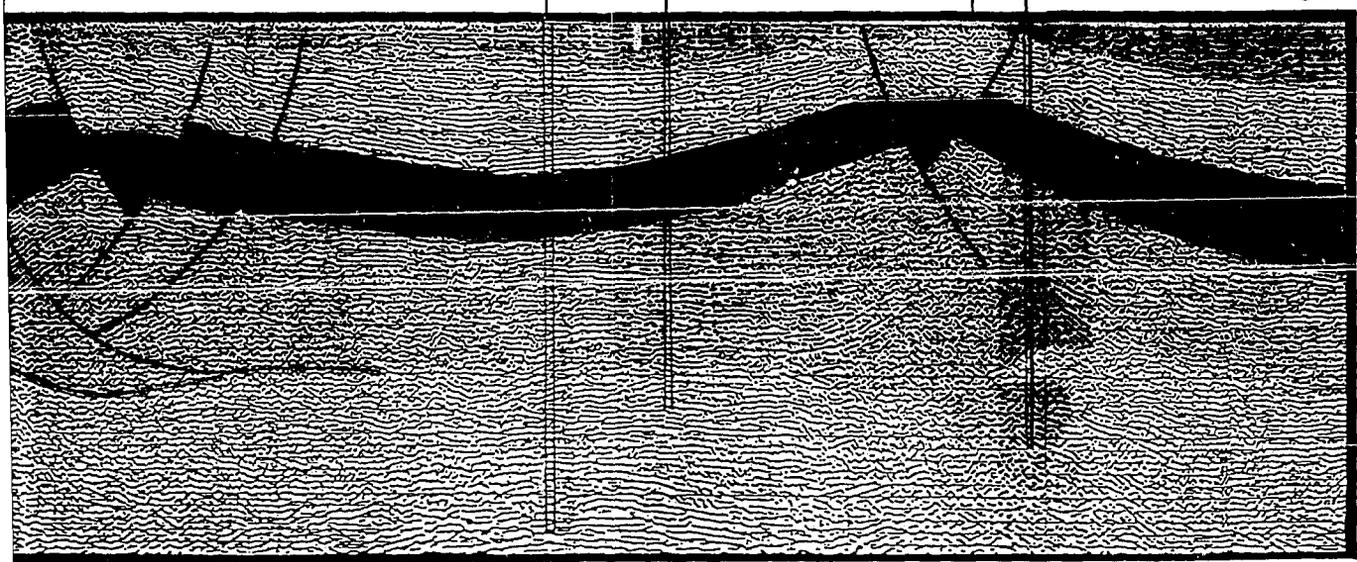
L 9

SE

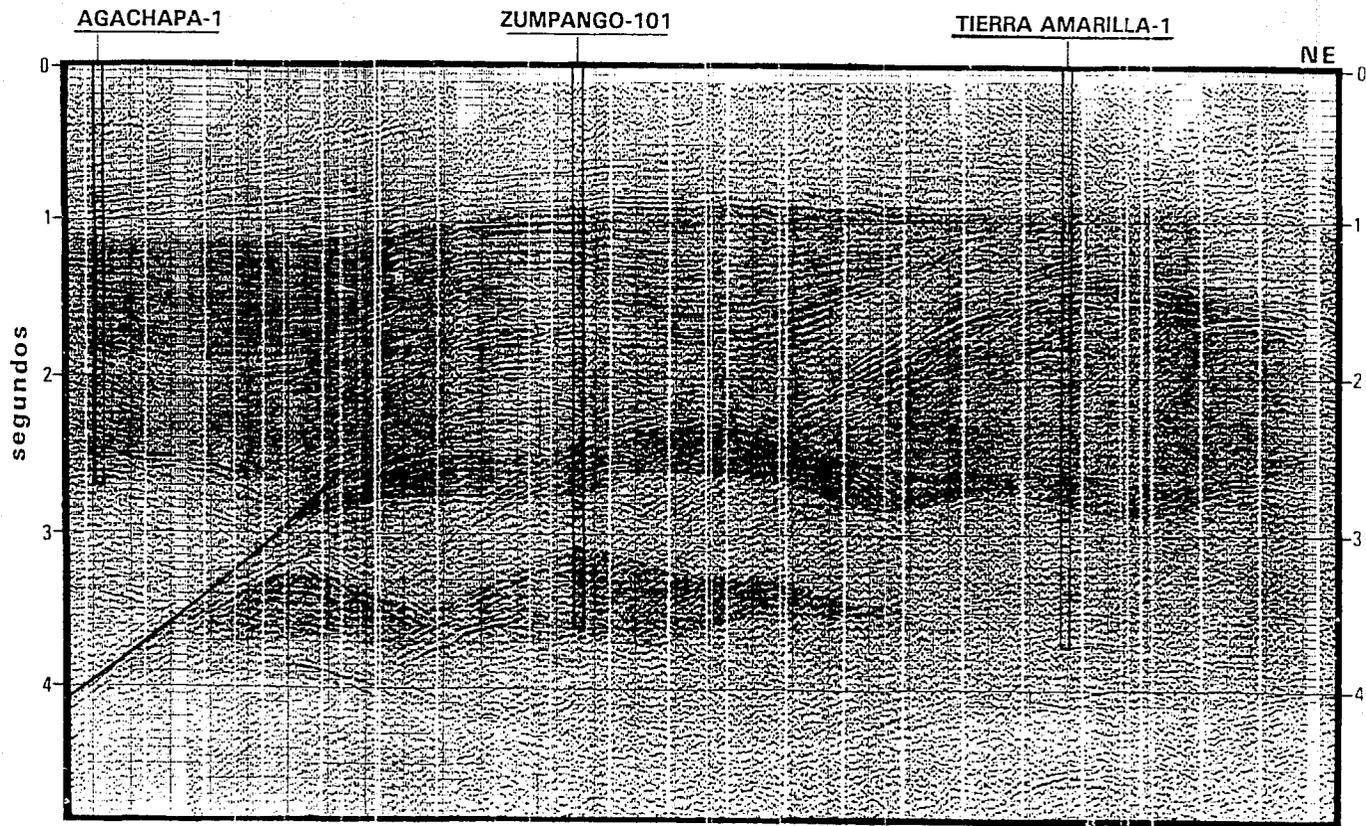
segundos

0
1
2
3
4

10 Km



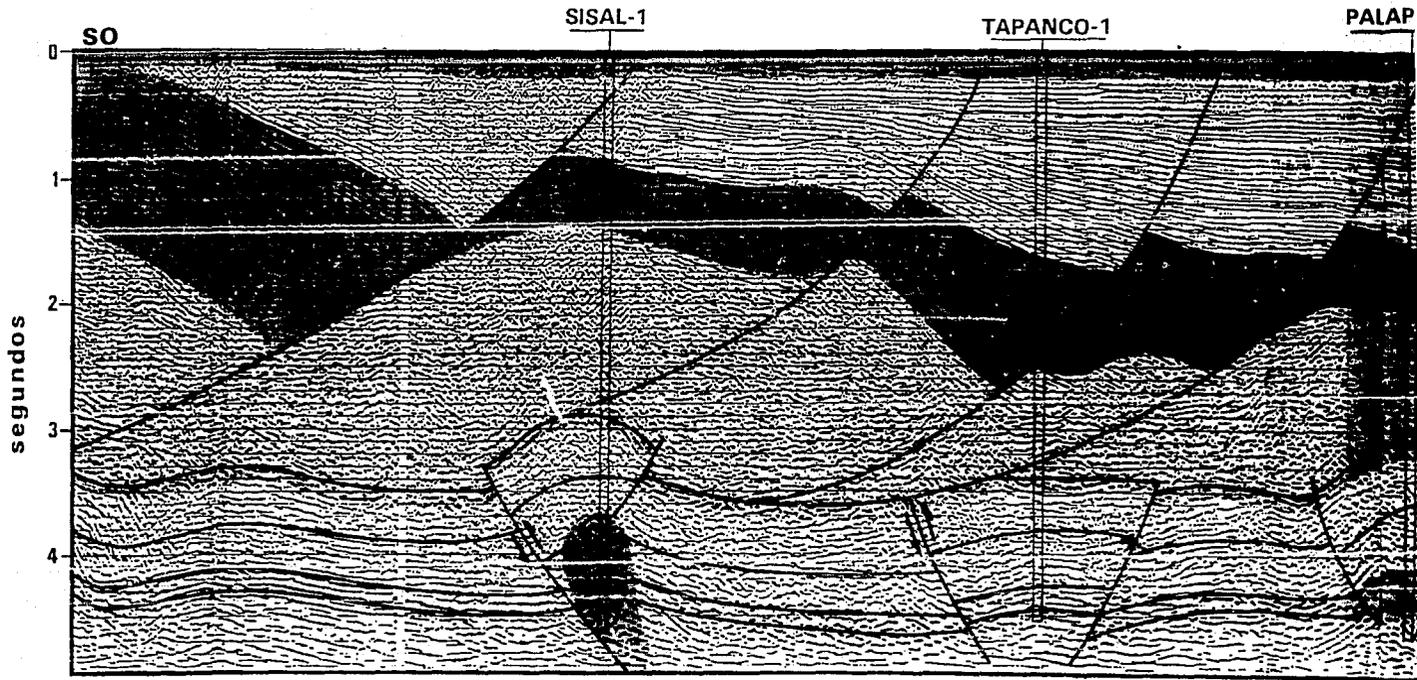
L 11



G. BASURTO, 1992.

FIG. 56

5 km



G. BASURTO, 1992.

FIG. 57

L 12

TAPANCO-1

PALAPA-101

NE

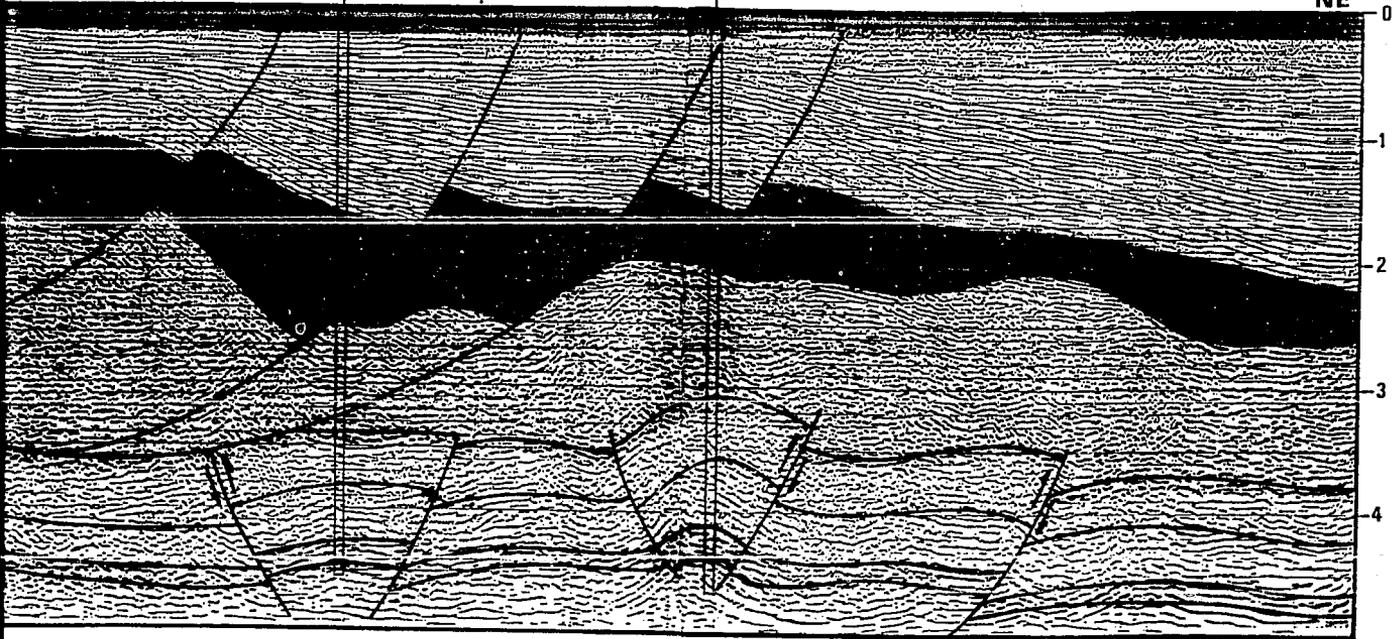
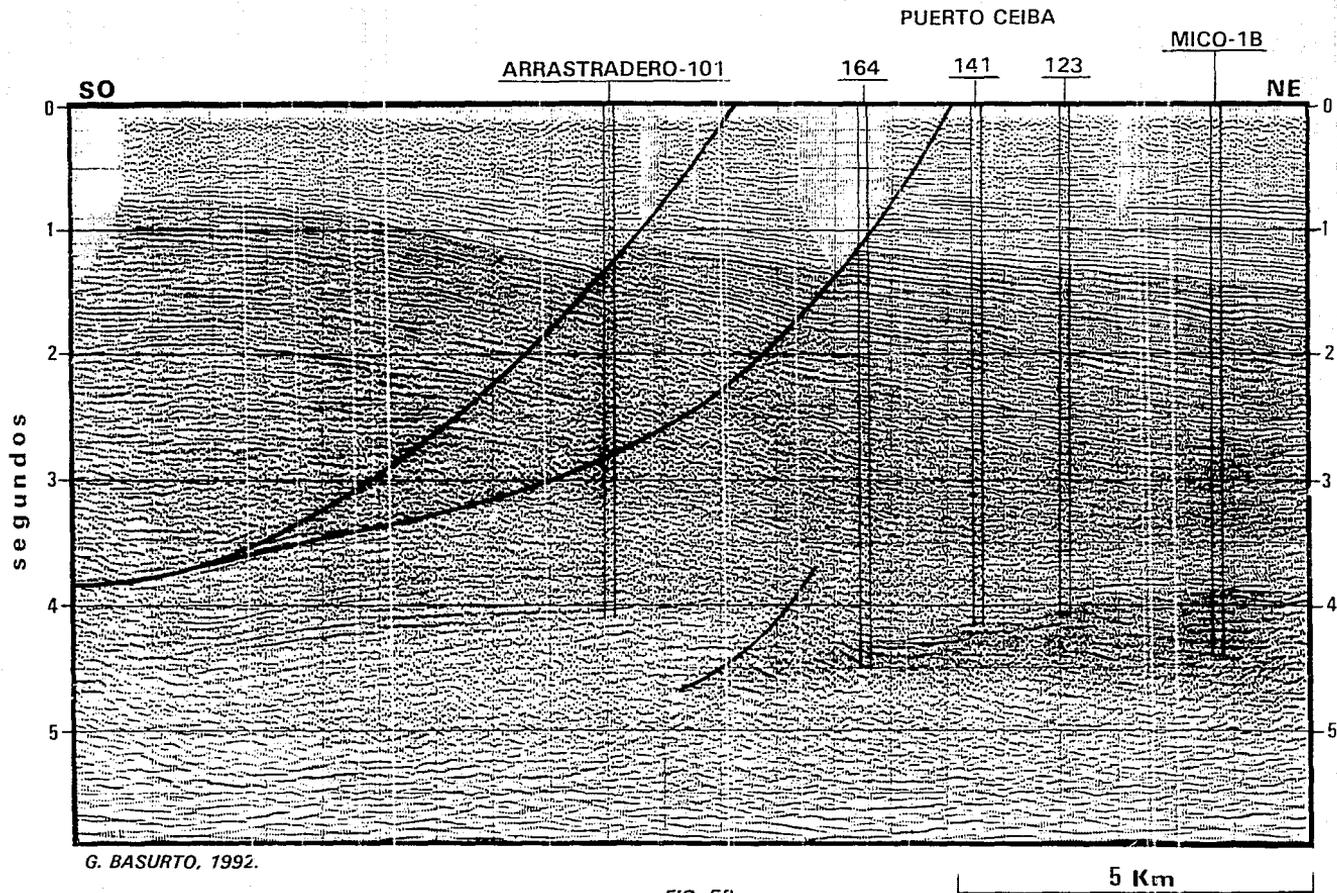


FIG. 57

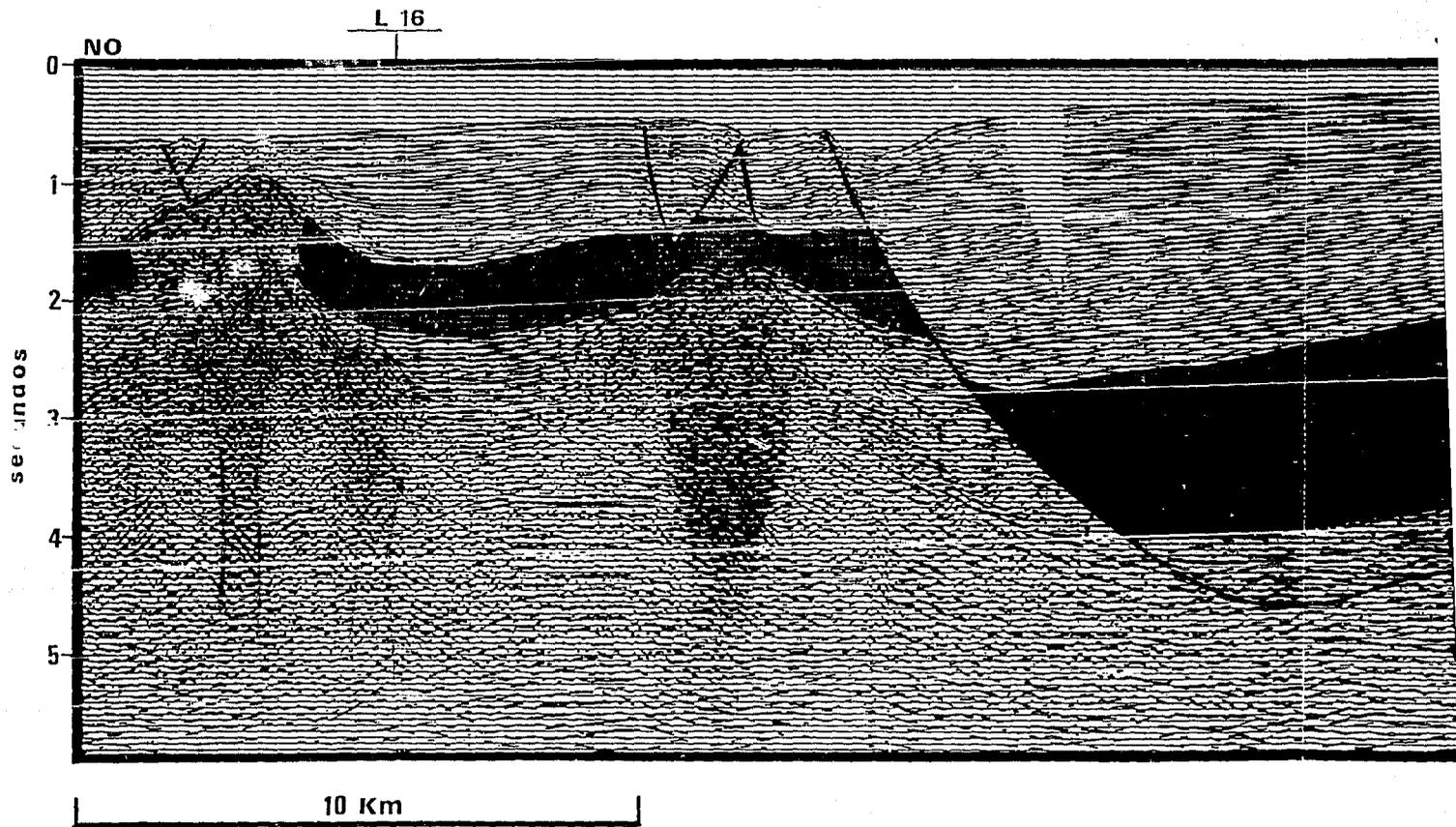
10 Km

L 13



G. BASURTO, 1992.

FIG. 58



L 14

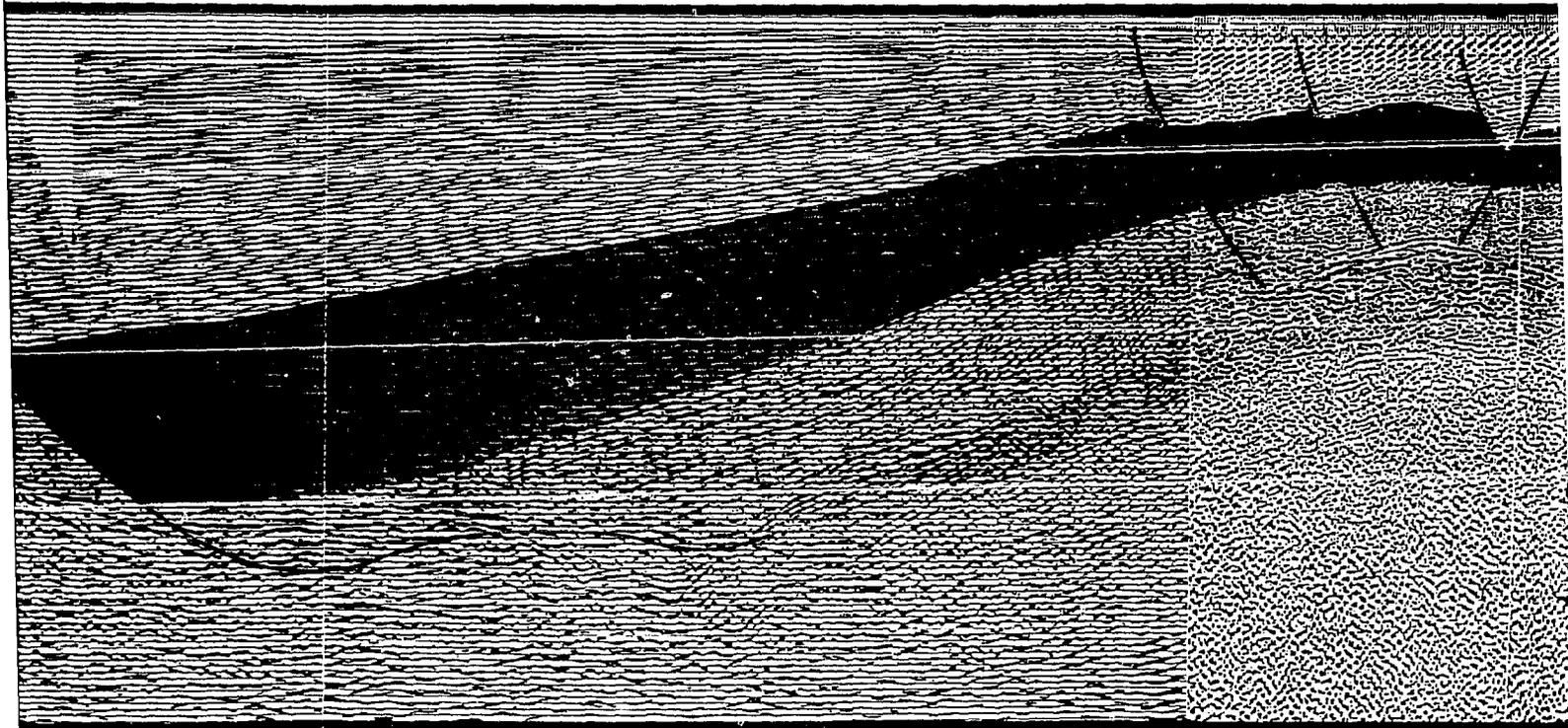
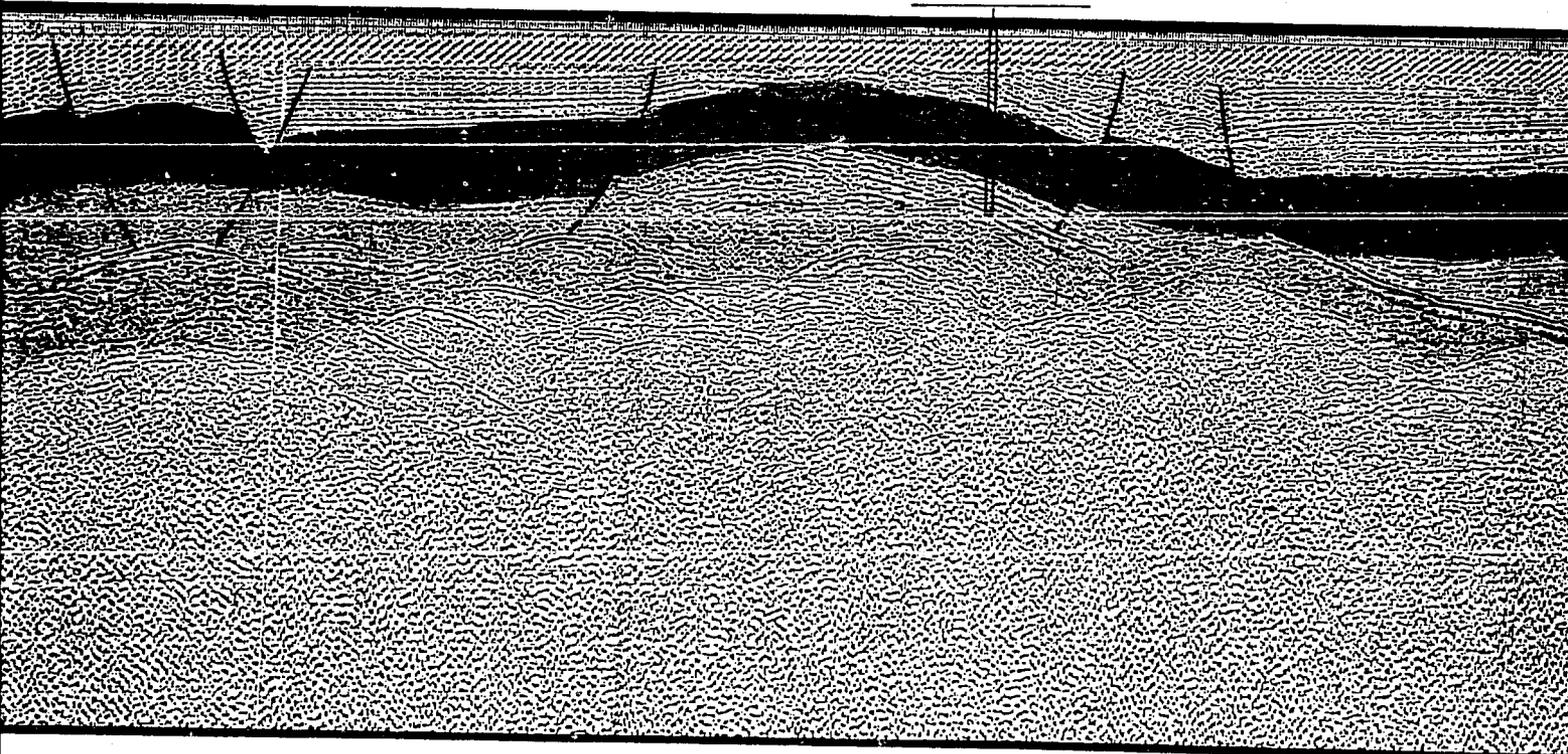


FIG. 59

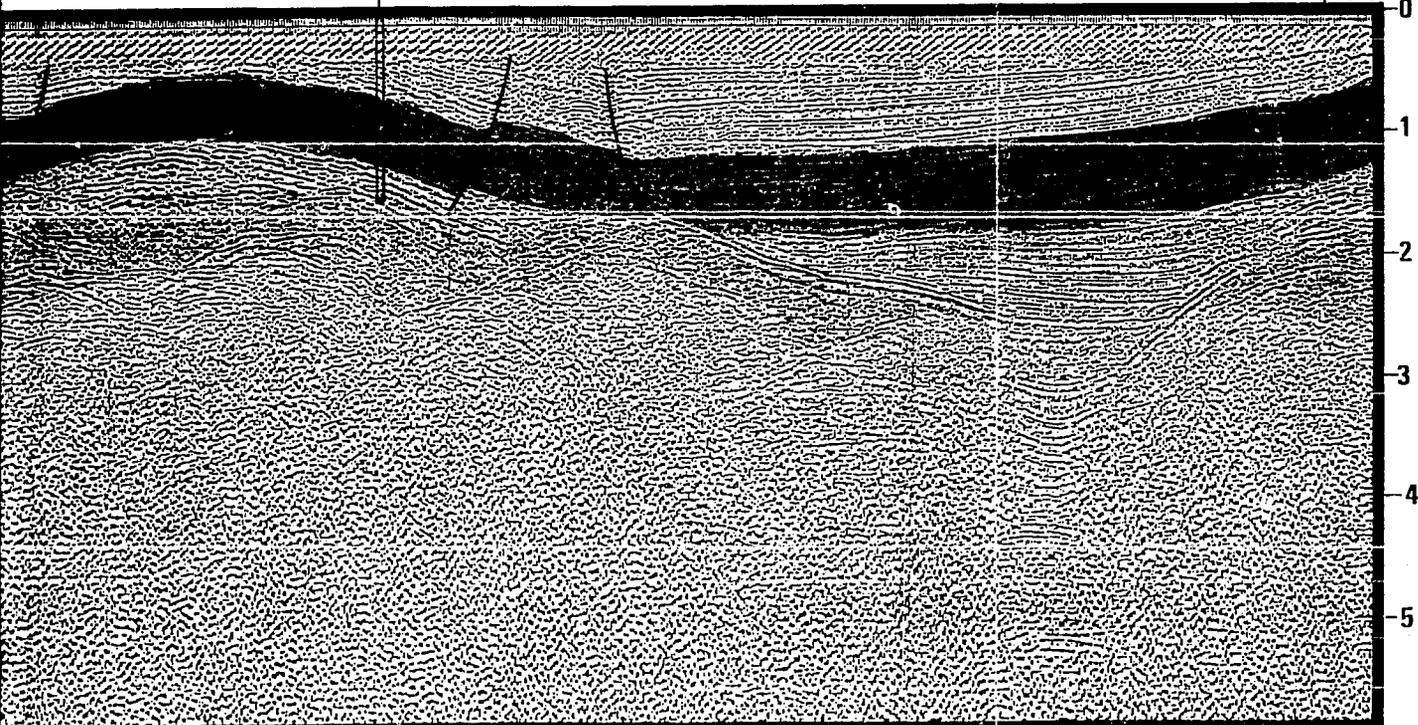
MARBELLA-1



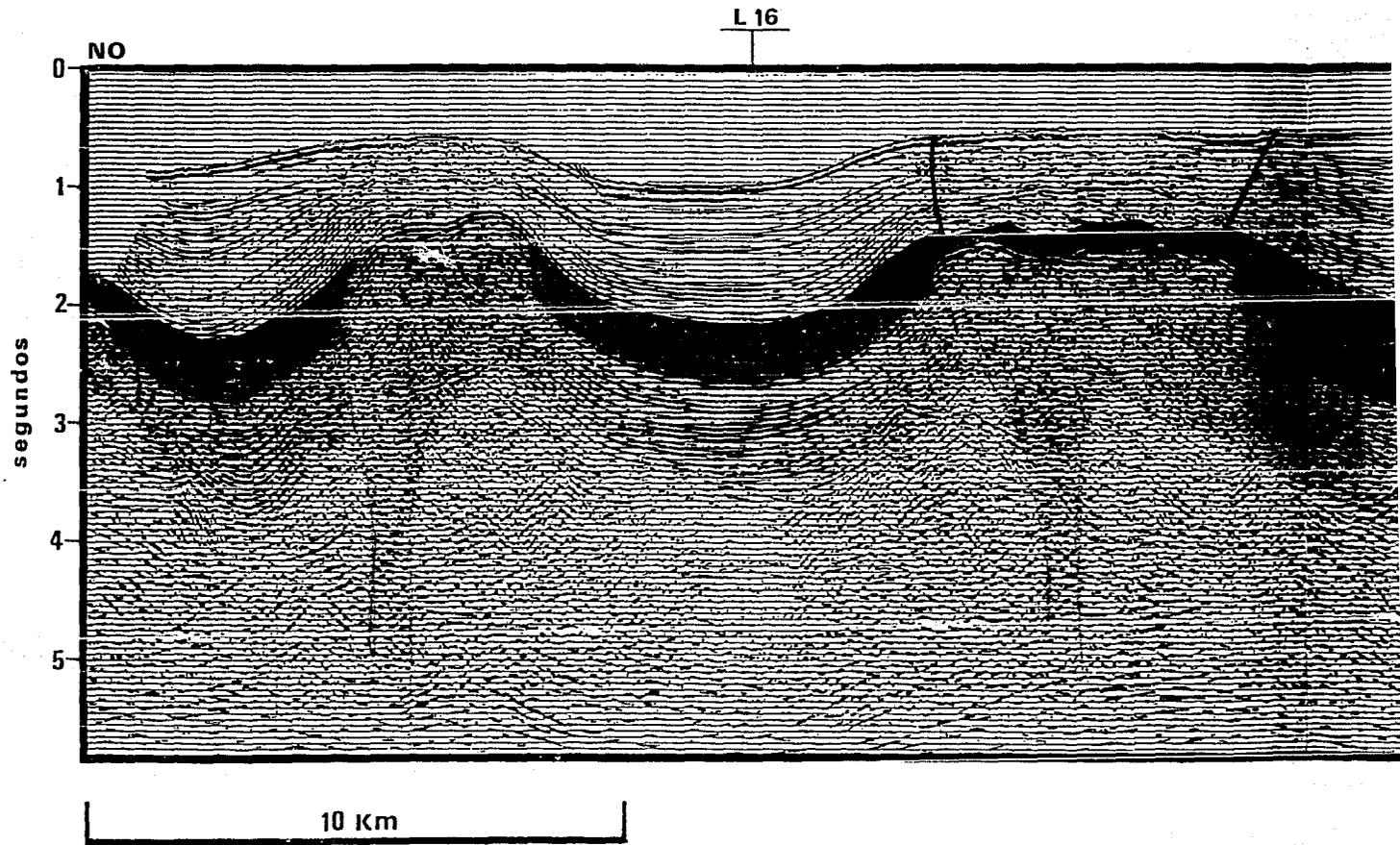
MARBELLA-1

L 17

SE



G. BASURTO, 1992.



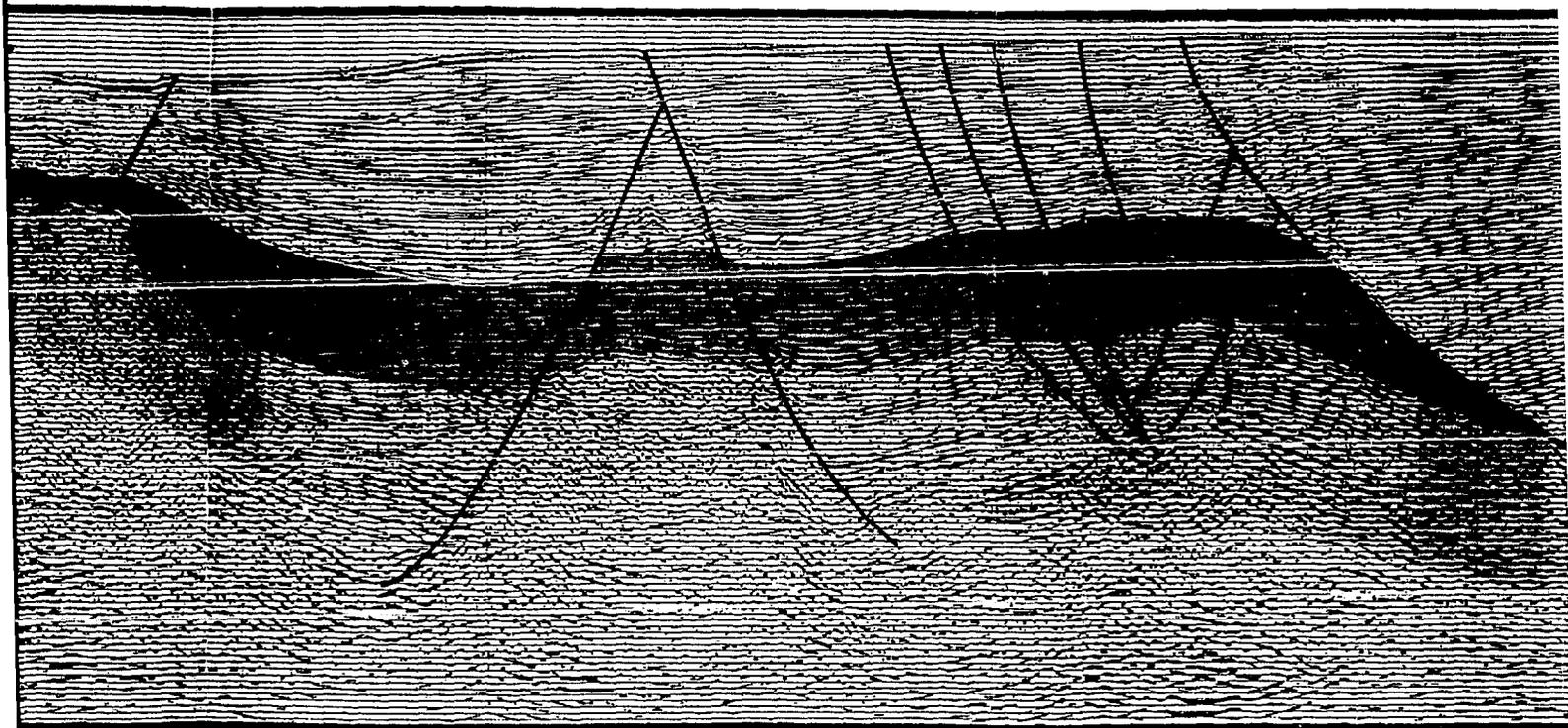
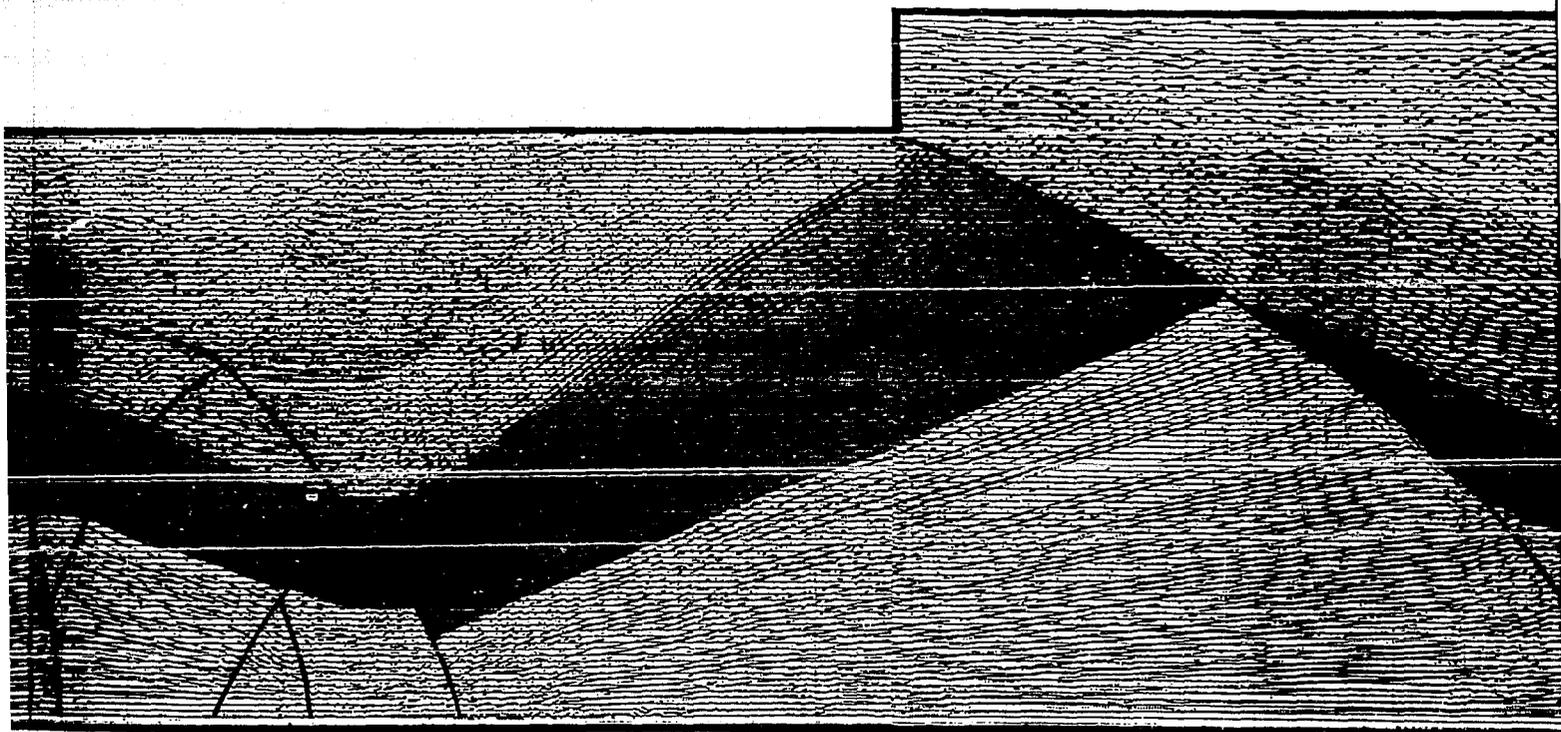


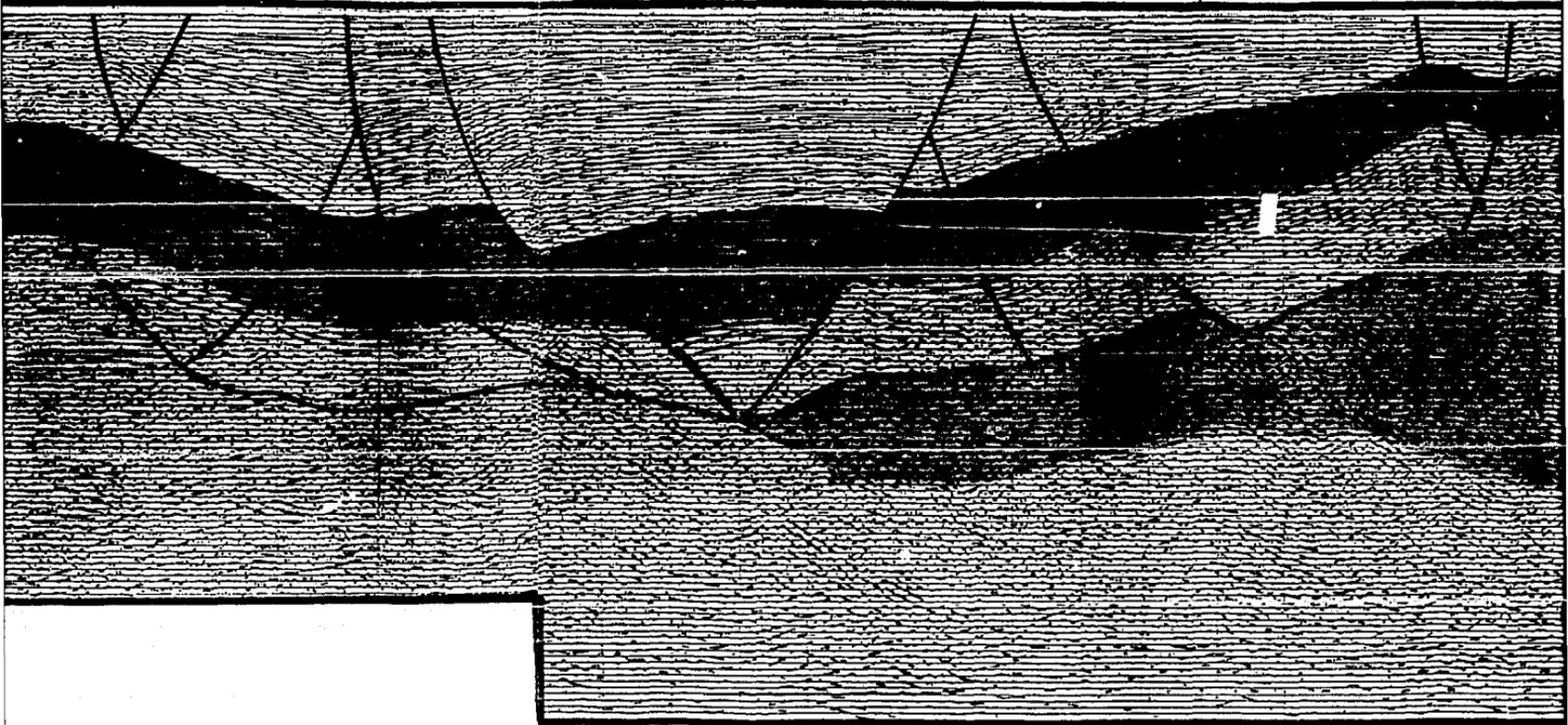
FIG. 60

FIG. 60



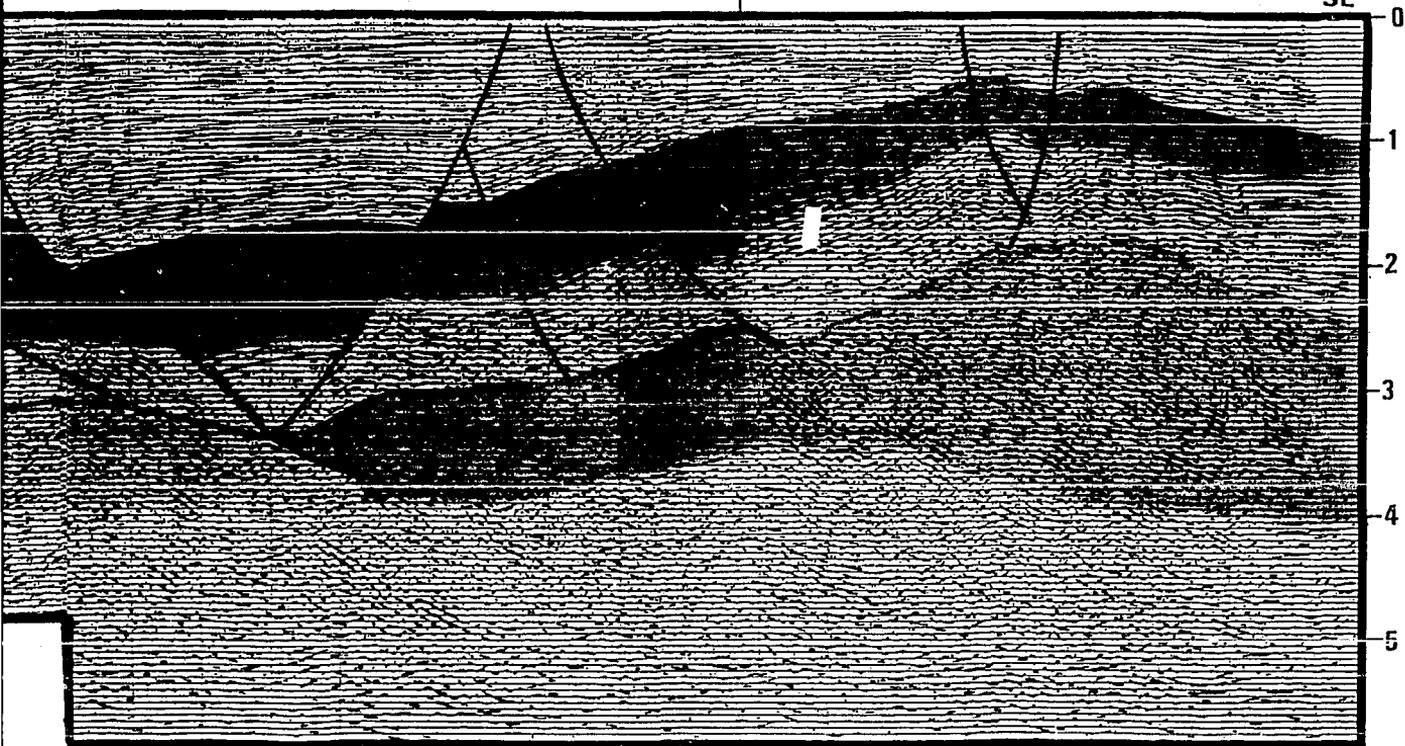
L 15

L 17



L 17

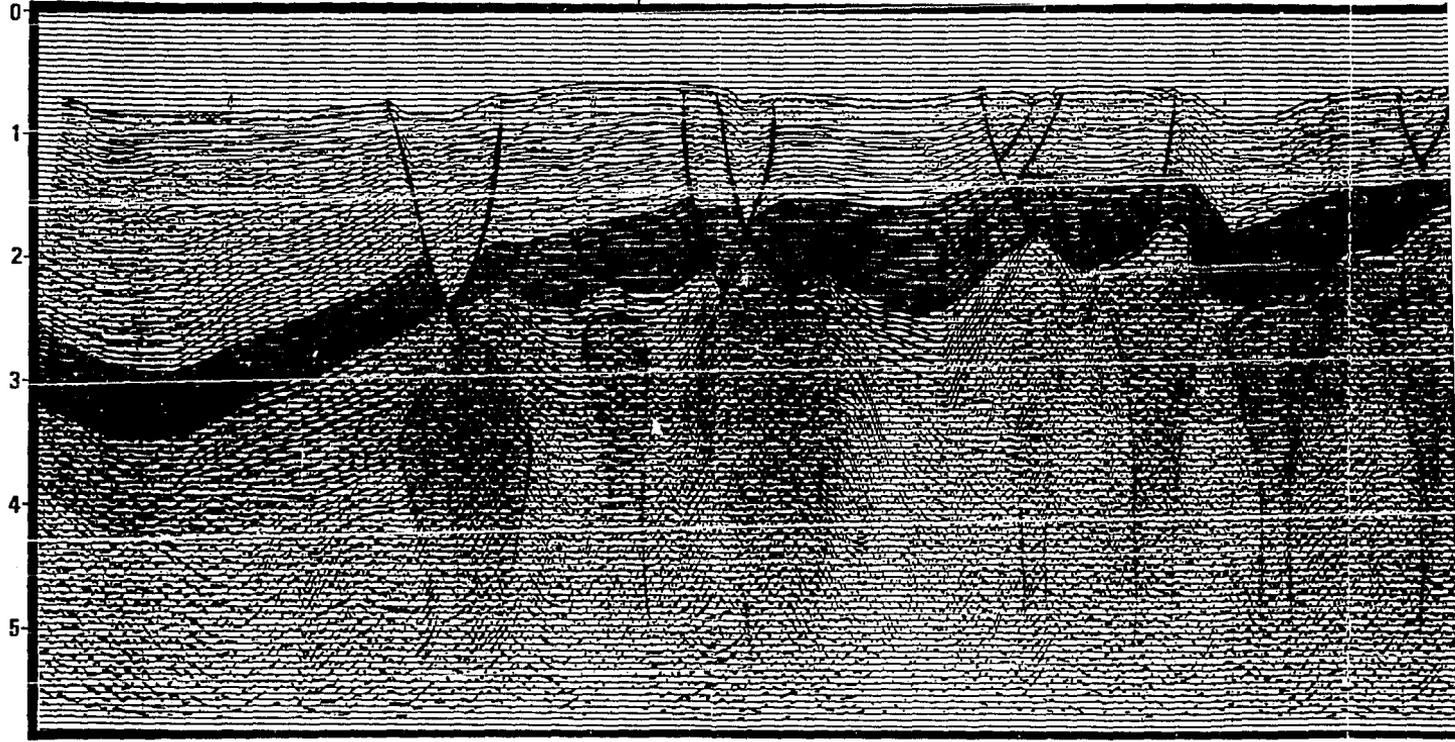
SE



G. BASURTO, 1992.

L 14

SO



20 Km

L 16

L 10A

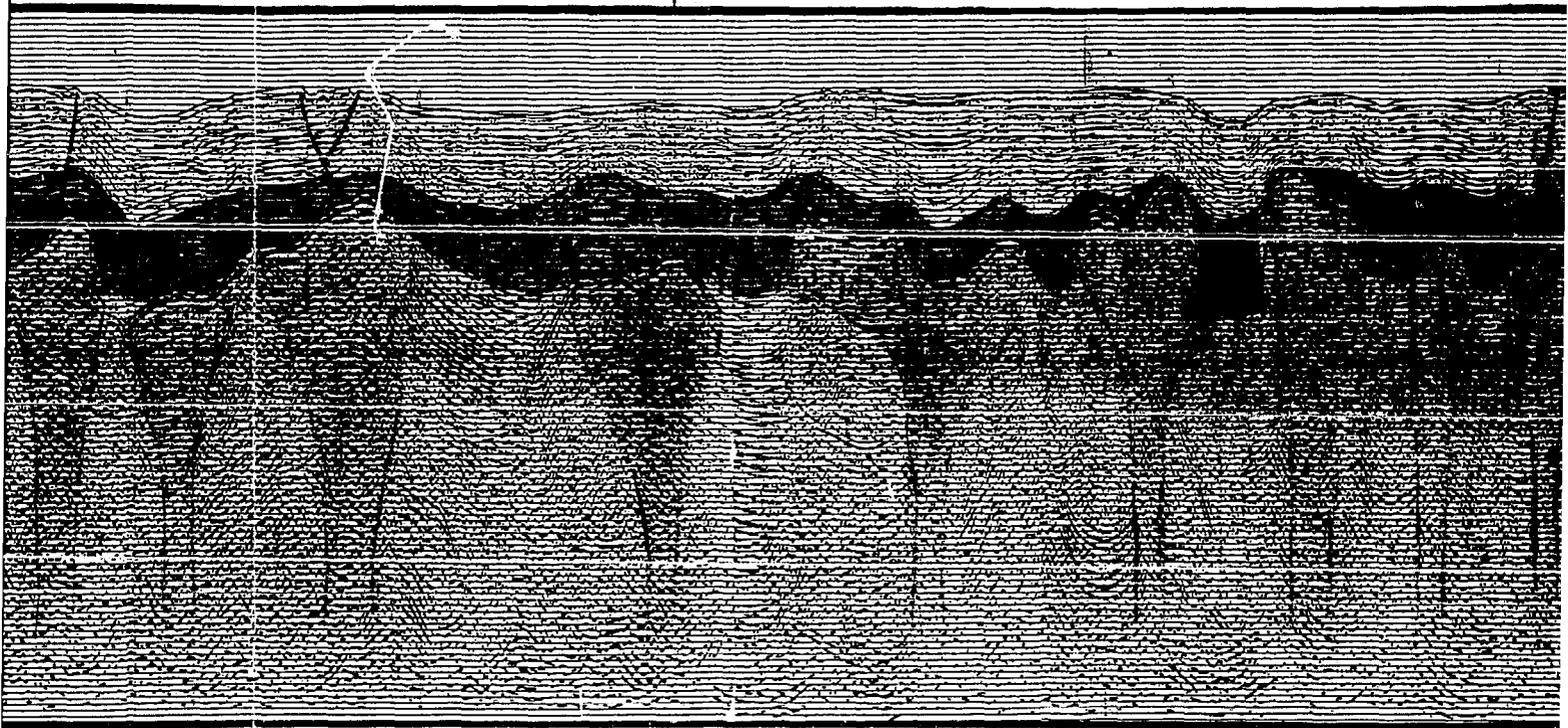


FIG. 61

L 16

L 15

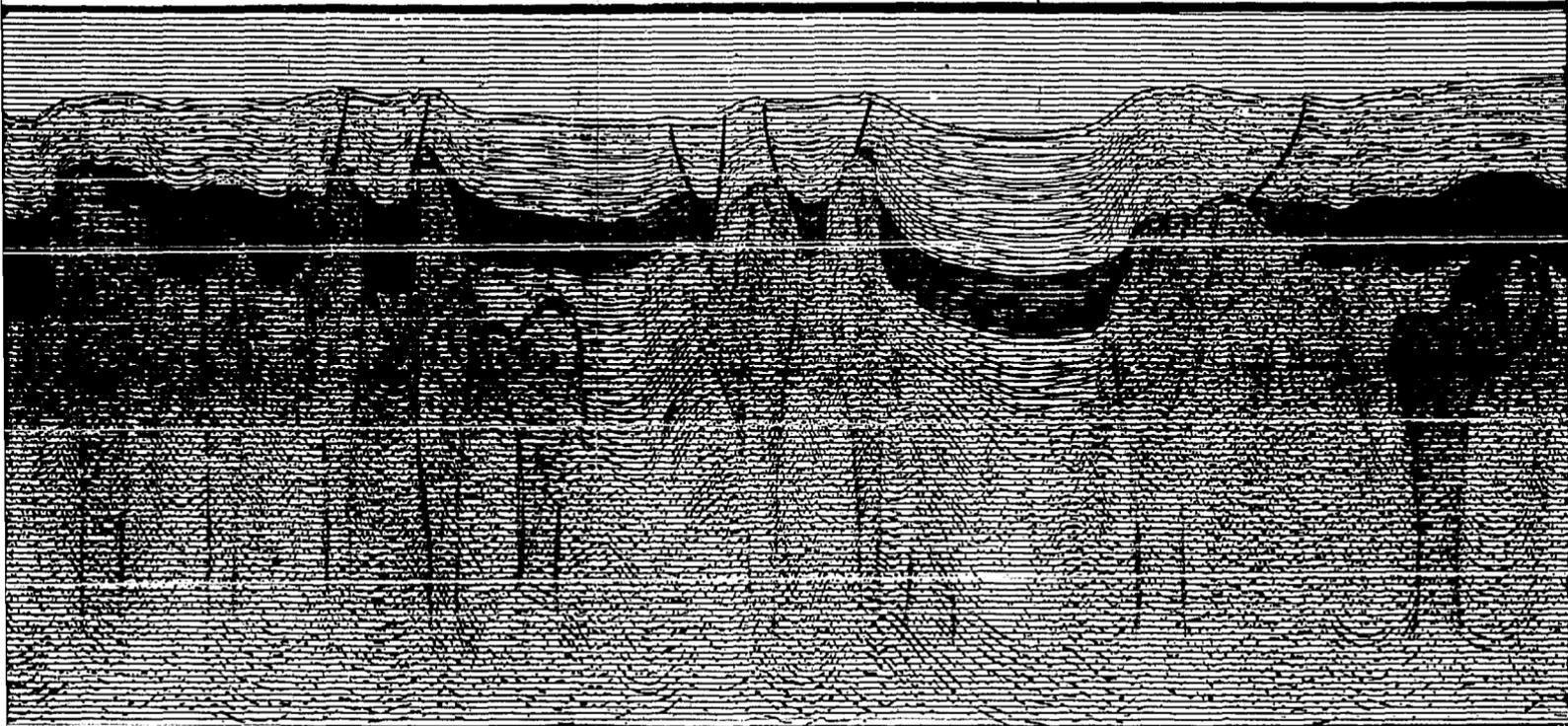
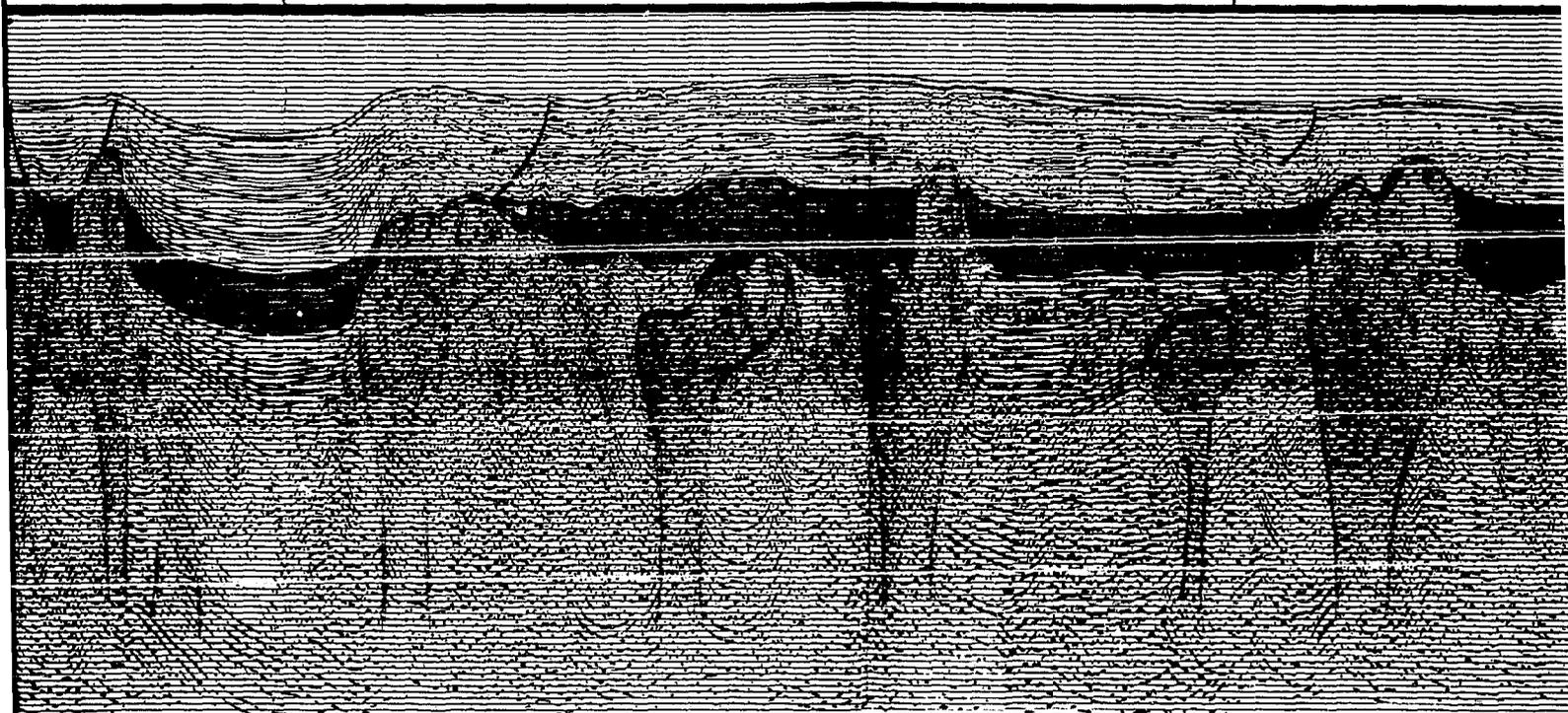


FIG. 61

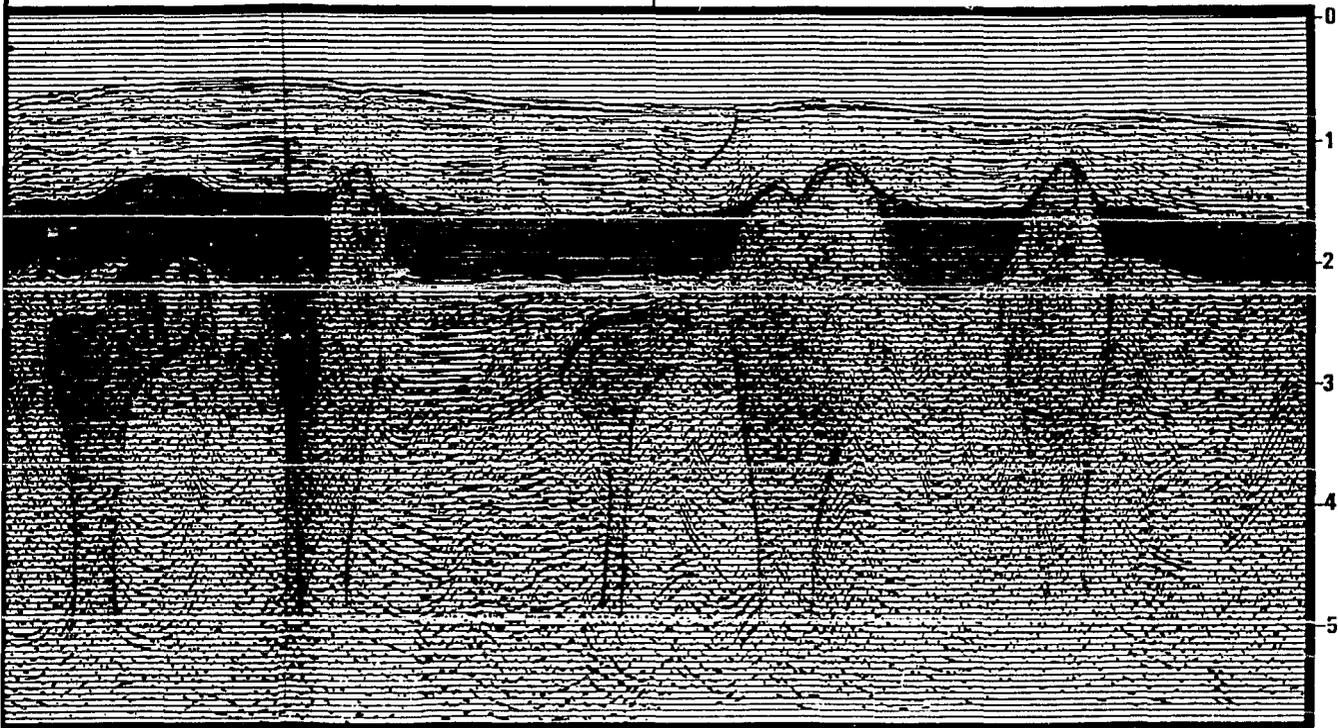
L 15

L 18



L 18

NE

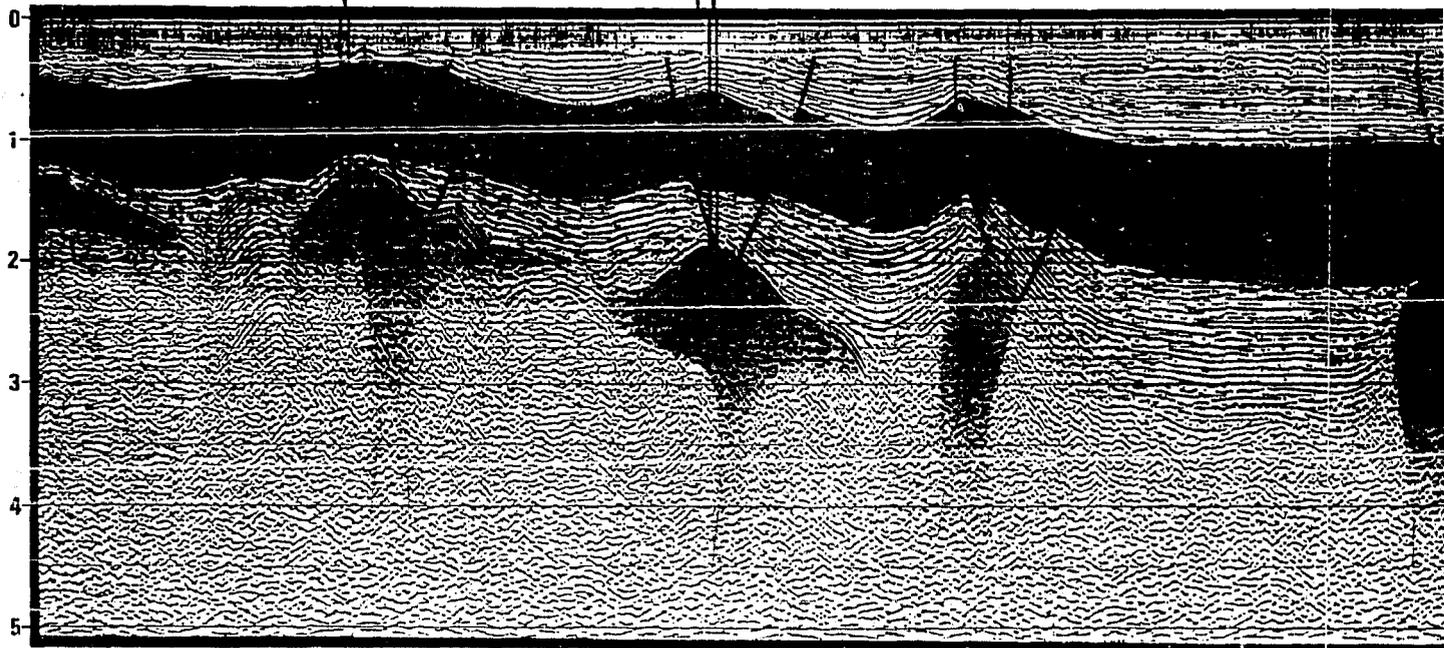


G. BASURTO, 1992.

RABON GRANDE-128

TORTUGERO-358

L14



20 Km

SANTA ANA

L 17

19

4

12

L 10A

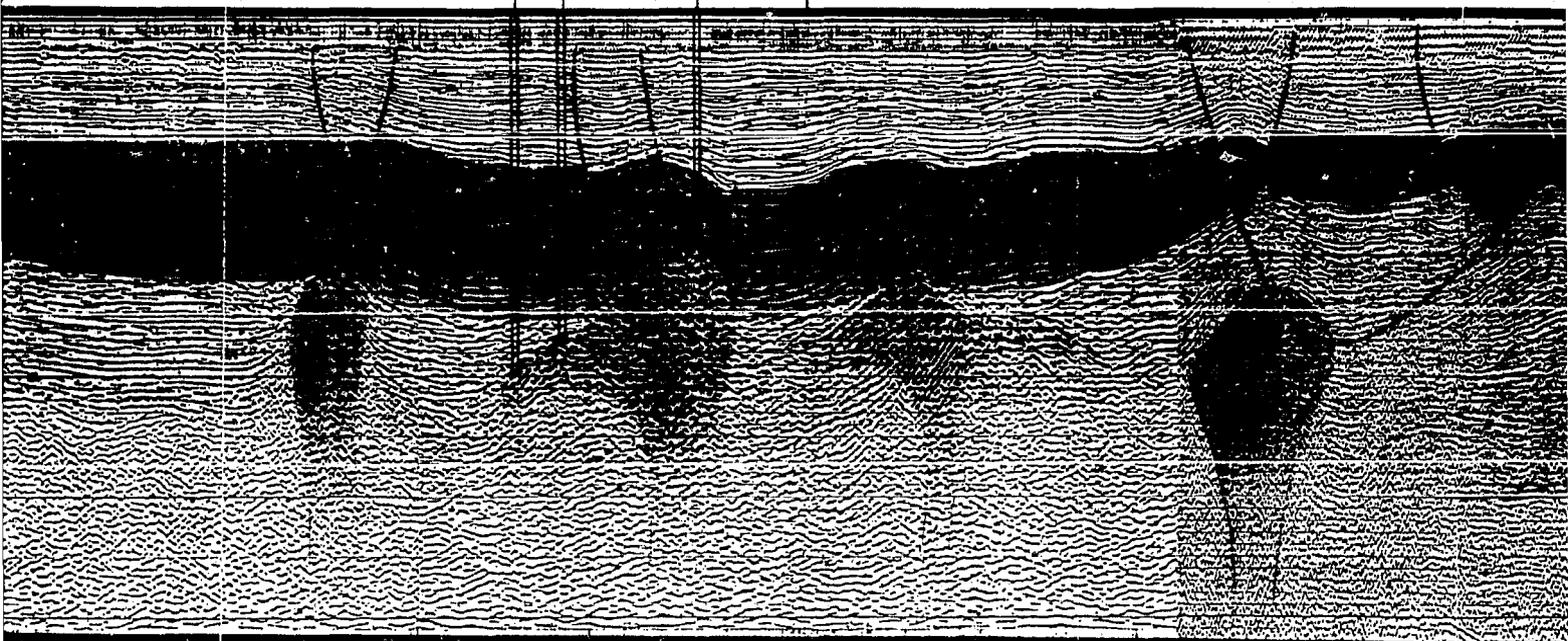
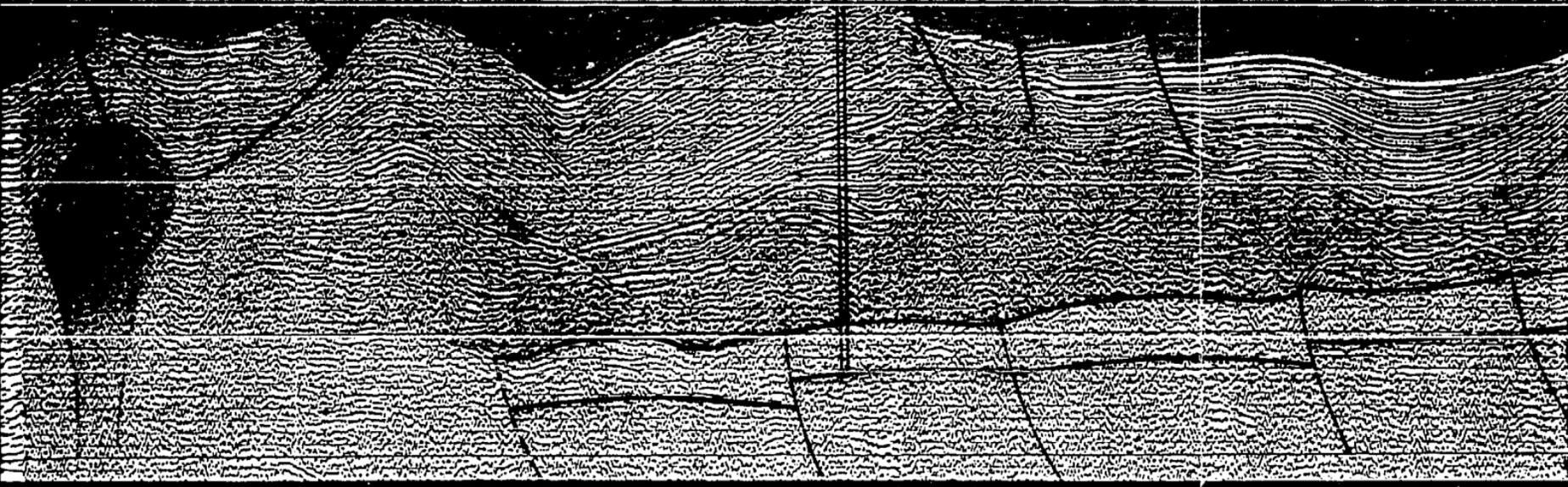


FIG. 62

KUCHE-1 (PROY)

L 15

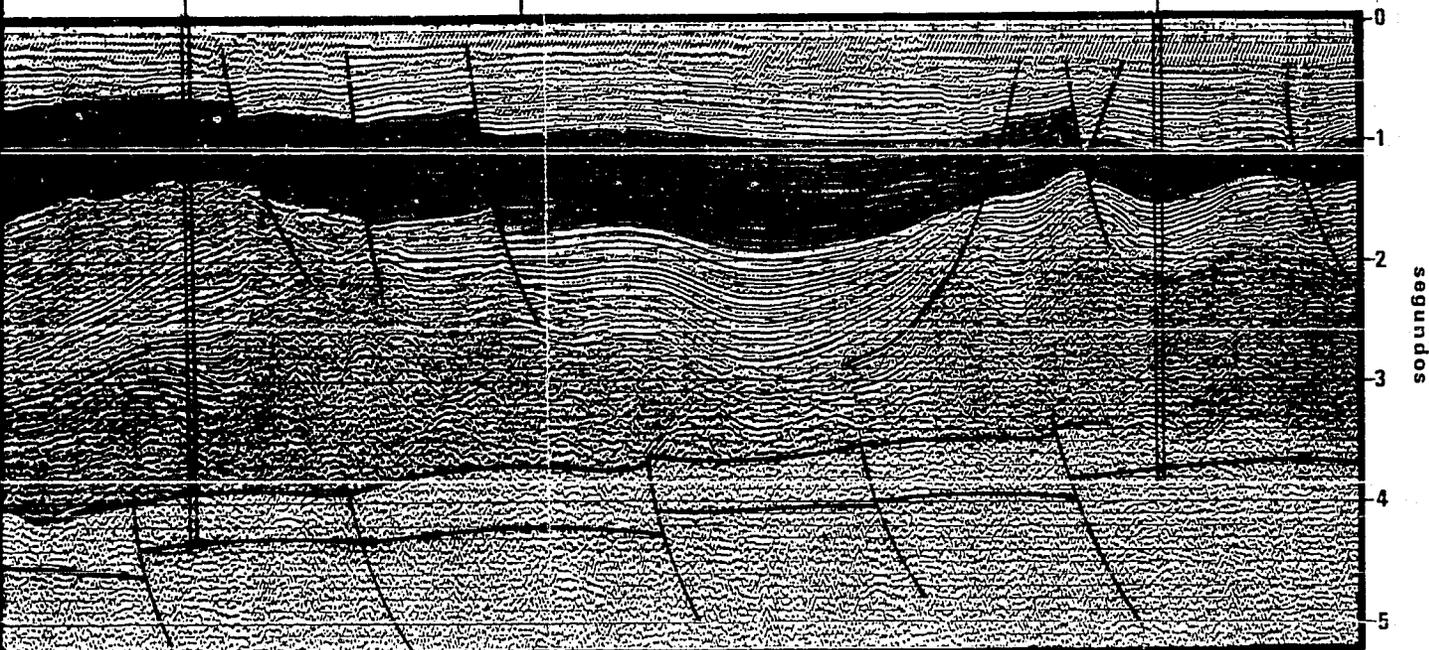




KUCHE-1 (PROY)

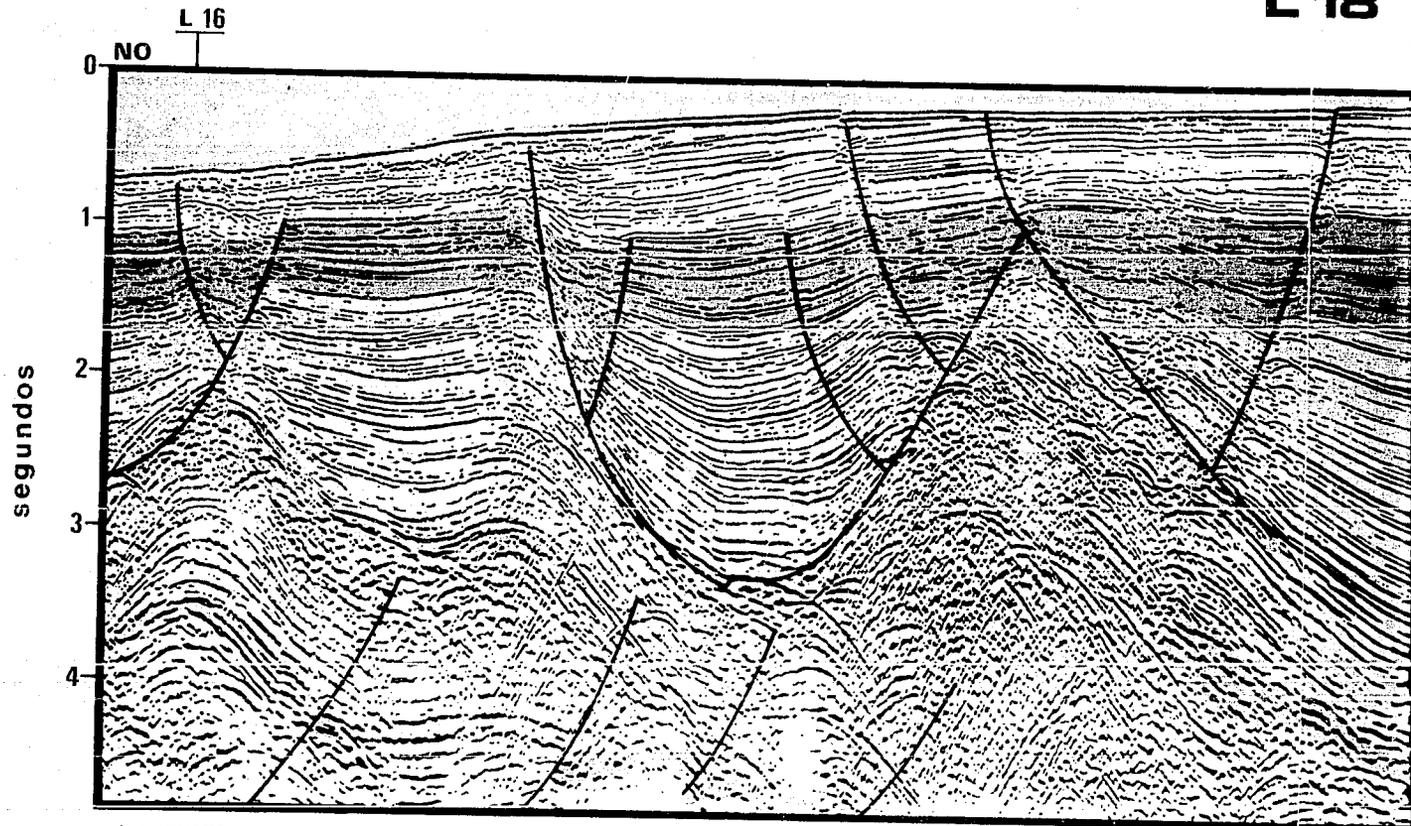
L 15

YAABKAN-1



segundos

G. BASURTO, 1992.



G. BASURTO, 1992.

L 18

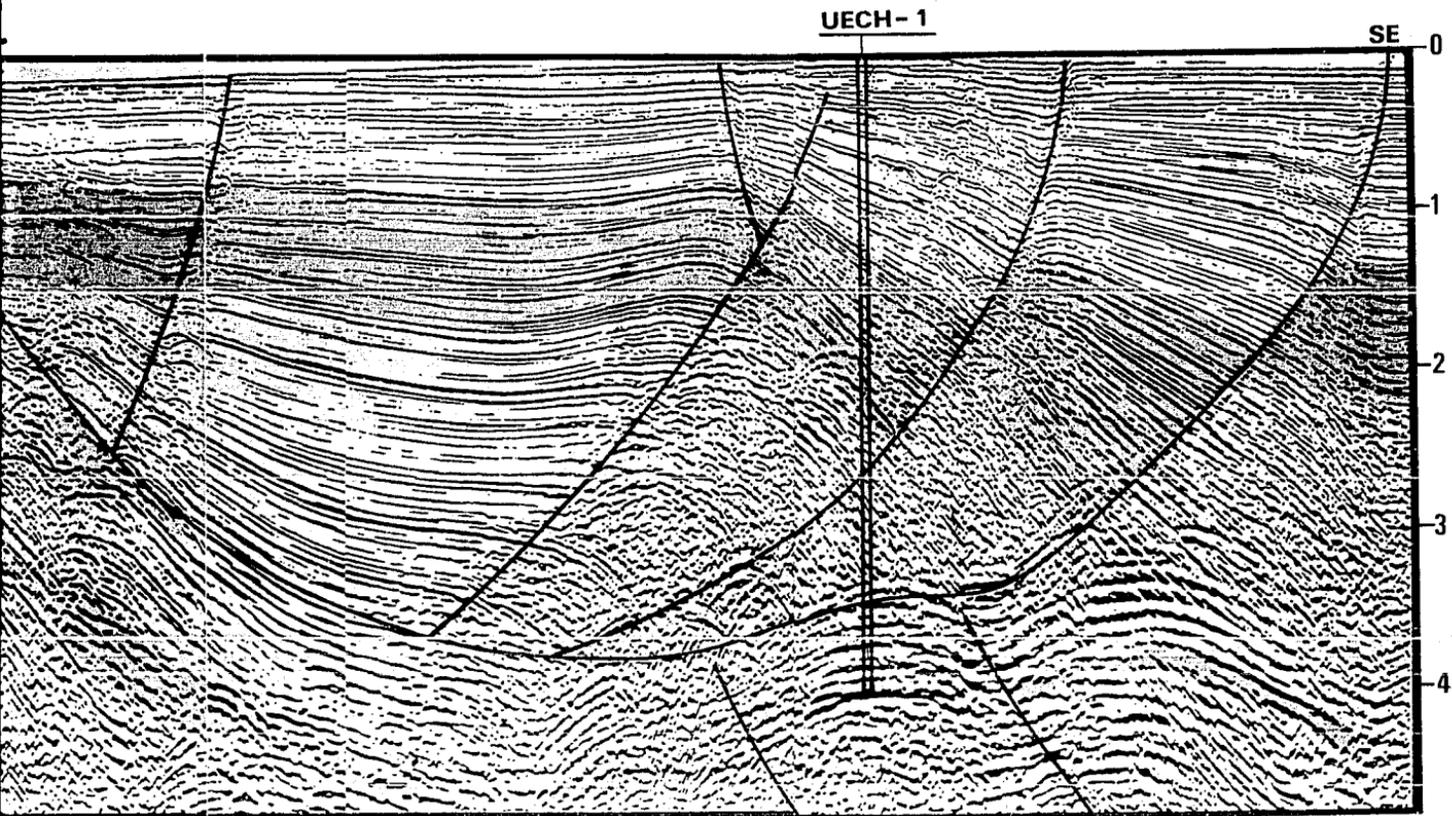


FIG.63

10 Km

L 19

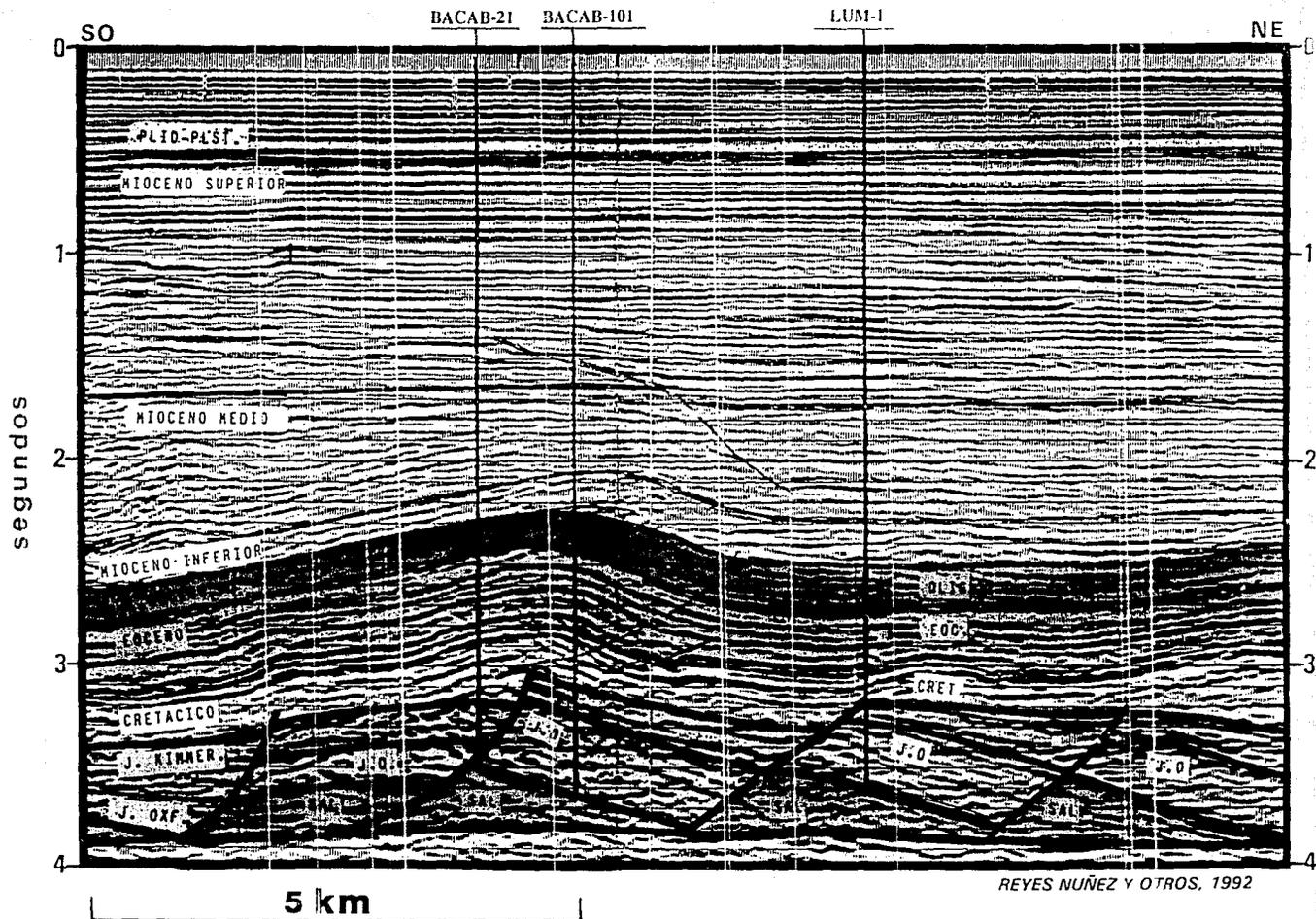
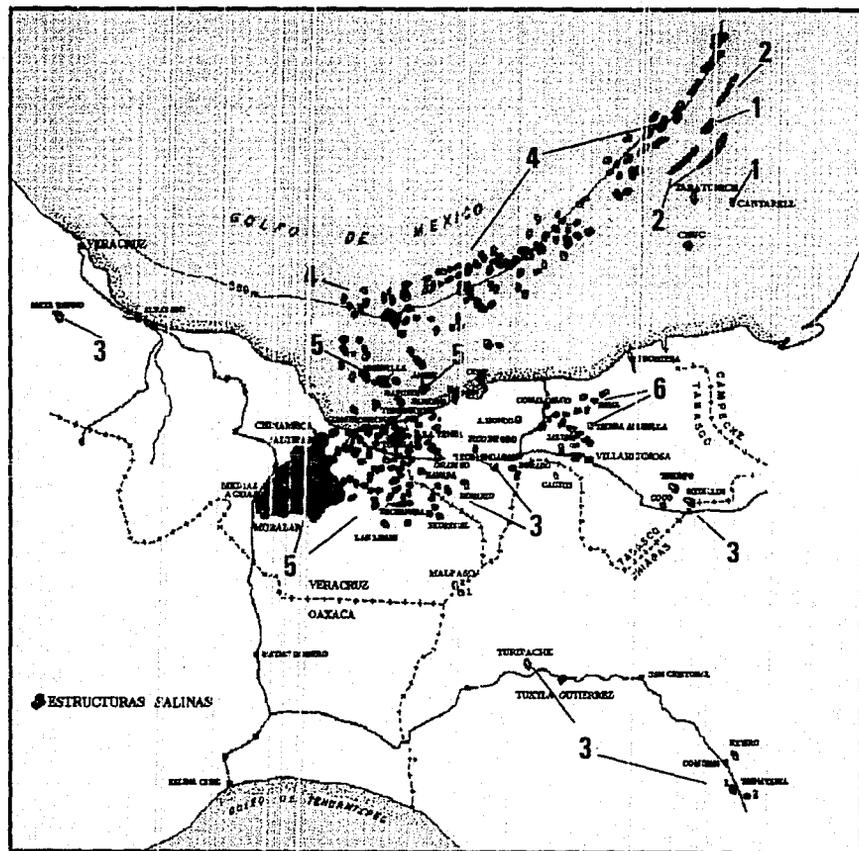


FIG. 6A



ESTRUCTURAS SALINAS AUTOCTONAS

- 1- Montículos de Sal (Salt Swells)
- 2- Ondulaciones de Sal (Salt Rollers)

ESTRUCTURAS SALINAS ALOCTONAS

- 3- Domos y Diapiros en etapa media
- 4- Diapiros en etapa avanzada
- 5- Canopies (Salt Canopies)
Lenguetas (Salt Toauges)
- 6- Lentes de Sal (Salt Lens)

J. REYES NUÑEZ y G. BASURTO, 1992

FIG. 55

REFERENCIAS

- BALLY, A.W. (1983). *Seismic Expression of Structural Styles*. AAPG Studies in Geology, No. 25.
- BARO, S.A. (1971). *Consideraciones Generales sobre la Geología del Distrito de Agua Dulce*. Ingeniería Petrolera, Enero 1971, p. 5-10.
- BARTON, D.C. (1933). *Mechanics of Formation of Salt Domes with Special Reference to Gulf Coast Salt Domes of Texas and Louisiana*. AAPG Bull. 17, p. 1025-1083.
- BIOT, M.A. y ODE, H. (1965). *Theory of Gravity Instability with Variable Overburden and Compaction*. Geophysics 30, p. 217-227.
- BISHOP, R.S. (1978). *Mechanism for Emplacement of Piercement Diapirs*. AAPG Bull. 62, p. 1561-1583.
- BROWN, L.F. JR. y FISHER W.L. (1985). *Seismic Stratigraphic Interpretation and Petroleum Exploration*. AAPG Continuing Education Course Note Series # 16.
- CAMARGO Z.A. y QUEZADA M.J.M. (1991). *Análisis Geológico-Económico de las Areas del Golfo de México con Posibilidades Petroleras*. Bol. AMGP, Vol. XL, No. 2, p. 1-32.
- CORNEJO, T.A. (1962). *La Geofísica y el descubrimiento de nuevos campos petroleros en la Zona Sur*. Bol. AMGE, Vol. III, No.4, p.201-214.
- ESCHER, B.G. y KUENEN, H. (1929). *Experiments in Connection with Salt Domes*. Leidsche Geol. Med. 3(3), pt. 2, 151-182.
- EWING, M. y EWING, J. (1962). *Rate of Salt Dome Growth*. AAPG Bull. 46, p. 708-719.
- EWING, M. y ANTONIE, J. (1966). *New Seismic Data Concerning Sediments and Diapiric Structures in Sigsbee Deep and Upper Continental Slope, Gulf of Mexico*. AAPG Bull. 50, p. 479-504.
- FONT-ALTABA, M. (1977). *Atlas de Mineralogía*. Ed. Jover, lámina A/1.

- FOX, J. (1987). *Seismic Interpretation in Salt-controlled Basins*. Geophysics: The Leading Edge of Exploration, p. 10-18.
- GONZALEZ, G.R. y HOLGUIN Q.N. (1992). *Las Rocas Generadoras de México*. Bol. AMGP, Vol. XLII, No. 1, p. 9-23.
- GUSSOW, W.C. (1968). *Salt Diapirism: Importance of Temperature and Energy Source of Emplacement*. AAPG Memoir 8. Diapirism and Diapirids, p. 16-52.
- HALBOUTY, M.T. (1979). *Salt Domes-Gulf Region, United States and Mexico*. Gulf Pub. Co., Houston, Texas.
- HOLGUIN, Q.N. (1985). *Evaluación Geoquímica del Sureste de México*. Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Vol. XXXVII, No. 1, p. 3-48.
- HUMPHRIS, C.C. (1979). *Salt Movement on Continental Slope, Northern Gulf of Mexico*. AAPG Bull. 63, p. 782-798.
- JACKSON, M.P.A. y TALBOT, C.J. (1986). *External Shapes, Strain Rates and Dynamics of Salt Structures*. GSA Bull. 97, p. 305-323.
- JACKSON, M.P.A. y CORNELIUS, R.R. (1987). *Stepwise Centrifuge Modeling of the Effects of Differential Sedimentary Loading on the Formation of Salt Structures*. I. Lerche y J.J. O'Brien (eds.) Academic Press, p. 163-259.
- JACKSON, M.P.A. y TALBOT, C.J. (1989). *Salt Canopies*. Gulf of Mexico Salt Tectonics, Associated Process and Exploration Potential. Tenth Annual Research Conference. GCSSEPM Foundation, p. 72-78.
- JACKSON, M.P.A. y CRAMEZ, C. (1989). *Seismic Recognition of Salt Welds in Salt Tectonics Regimes*. Gulf of Mexico Salt Tectonics. Associated Process and Exploitation Potential. Tenth Annual Research Conference, GCSSEPM Foundation, p. 66-71.
- JENYON, M.K. (1984). *Seismic Response to Collapse Structures in the Southern North Sea*. Marine and Petr. Geol. 1, p. 27-36.
- JENYON, M.K. (1985). *Fault-associated Salt Flow and Mass Movement*. Jour. Geol. Soc. London, Vol. 142, p. 547-553.
- JENYON, M.K. (1986). *Salt Tectonics*. Elsevier Applied Science Publishers (eds.), England.

- JENYON, M.K. (1987). *The Development by Salt Diapirs of Superficial Overhang Features and Effects on Associated Sediments*. Dynamical Geology of Salt and Related Structures. I. Lerche y J.J. O'Brien (eds.), Academic Press, p. 679-709.
- MADRIGAL, U.L. (1974). *Descubrimiento de Yacimientos Petrolíferos en Rocas Carbonatadas del Cretácico en el SE de México*. Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración, Vol. XV, No. 3.
- MURRAY, G.E. (1968). *Salt Structures of Gulf of Mexico Basin - a Review*. AAPG Memoir 8, Diapirism and Diapirs, p. 99-121.
- NAVARRO T.C. (1984). *Integración Geológica-Geofísica del Area Sal-Somera*. Asoc. Mex. Geof. Expl., Vol. .
- NETTLETON, L.L. (1934). *Fluid Mechanics of Salt Domes*. AAPG Bull. 18, p. 1175-1204.
- ODE, H. (1968). *Review of Mechanical Properties of Salt Relating to Salt-dome Genesis*. AAPG Memoir 8, Diapirism and Diapirs, p. 53-78.
- PAVON, R. (1968). *Generalidades de los depósitos de azufre de la Cuenca Salina del Istmo de Tehuantepec*. Bol. AMGE, Vol. IX, No.3, p.121-150.
- PETROLEOS MEXICANOS (1960-1992). *Informes de Interpretación Sísmicos, Zona Sur, Sureste y Marina, Inéditos*.
- PRATSCH, J.C. (1989). *Salt in Oil and Gas Exploration Offshore Gulf Coast Region, U.S.A.* Gulf of Mexico Salt Tectonics, Associated Process and Exploration Potential, Tenth Annual Research Conference, GCSSEPM Foundation, p. 111-114.
- REYES, N.J. (1981). *Características Estructurales del Area Mesozoica Chiapas-Tabasco*. Vol. XXII, A.M.G.E., No. 1 y 2. Inédito.
- REYES, N.J. (1969). *Interpretación de Discordancias Angulares Detectadas Sismológicamente con el Uso de Técnicas Modernas de Campo y Registro*. VII Congreso AIPM, Oaxtepec, Mor. Inédito.
- REYES, N.J., AQUINO, A. y QUEZADA M.J.M. (1992). *Evolución Tectónica de la Región Marina de Campeche, Estilos Estructurales Resultantes y su Implicación en la Generación y Acumulación de Hidrocarburos*. III Simposium A.M.G.P., agosto 1992, México, D.F. Inédito.

- SALVADOR, A. y QUEZADA, M.J.M. (1991). *The Geology of North America*. ed. Amos Salvador, Vol. J: The Gulf of Mexico Basin, p. 248, GSA.
- SANCHEZ DE T.F.J. (1985). *Interpretación Geofísica Regional del Prospecto "Este de Matamoros"*. PEMEX. Inédito.
- SANCHEZ, O.B. (1975). *Aspecto Sismológico de las Estructuras Salinas del Istmo*. Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración (AMGE), Vol. XVI, No. 2, p. 33-62.
- SANCHEZ, O.B. (1976). *Proyecto de Exploración Sismológica de Reflexión en la Cuenca Salina del Sureste de México*. Tesis Profesional ESIME-1976.
- SENI, S.J. y JACKSON, M.P.A. (1983). *Evolution of Salt Structures, East Texas Diapir Province, part 2: Patterns and Rates of Halokinesis*. AAPG Bull. 67, p. 1245-1274.
- SENI, S.J. y JACKSON, M.P.A. (1989). *Counter-Regional Growth Faults and Salt Sheet Emplacement, Northern Gulf of Mexico*. Gulf of Mexico Salt Tectonics, Associated Process and Exploration Potential. Tenth Annual Research Conference, GCSSEPM Foundation, p. 116-121.
- SENI, S.J. (1991). *Evolution of Stocks and Massifs from Burial of Salt Sheet on the Continental Slope, Northern Gulf of Mexico*. Dissertation for Degree of Doctor of Philosophy, University of Texas at Austin.
- TALBOT, C.J. y JACKSON, M.P.A. (1987). *Salt Tectonics*. Scientific American, Vol. 25, No. 8, p. 70-79.
- TRUSHEIM, F. (1960). *Mechanism of Salt Migration in Northern Germany*. AAPG Bull. 44, p. 1519-1540.
- TUCKER, P.M. y YORSTON, H.J. (1973). *Pitfalls in Seismic Interpretation*. SEG Monograph Series No. 2.
- VAIL, P.R. (1987). *Seismic Stratigraphy Interpretation Procedure*. Bally, A. Atlas of Seismic Stratigraphy. AAPG. Studies in Geology No. 27.
- VILLAGOMEZ, A. (1959) *Historia del campo La Venta*. Bol. AMGE, Vol. II, No.3, p.139-172.

WATKINS, J.S. et al (1975). Deep Seismic Reflection Results from the Gulf of Mexico, part. 1. Science, 187. p. 834-836.

WU, S., BALLY A.W. y CRAMEZ, C. (1990). *Allocthonous Salt Structure and Stratigraphy of the North-eastern Gulf of Mexico. Part II: Structure.* Marine and Petroleum Geology, V. 7, 4, p. 334-369.

YORSTON, H.J. (1989). *Salt Tectonics Workshop.* Salt Tectonics Note Course AAPG.