



Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ingeniería

División de Ciencias de la Tierra

Análisis AVO de una Zona Marina en el Golfo de México

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEOFÍSICO

P R E S E N T A

DULCE MARÍA HERNÁNDEZ VULPES



Directores:
Dr. Luis Ramírez Cruz
Ing. Marco A. Flores Flores

Ciudad Universitaria

2004



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN
60-I-349

SRITA. DULCE MARÍA HERNÁNDEZ VULPES
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Luis Ramírez Cruz y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geofísico:

ANÁLISIS DE LA RESPUESTA AVO EN UNA ZONA MARINA EN EL GOLFO DE MÉXICO

RESUMEN
INTRODUCCIÓN
I FUNDAMENTOS TEÓRICOS DEL MÉTODO
II INTERPRETACIÓN GEOFÍSICA Y GEOLÓGICA
III ANÁLISIS AVO
CONCLUSIONES
BIBLIOGRAFÍA
APÉNDICE

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"
Cd. Universitaria, D. F., a 2 de abril de 2004
EL DIRECTOR


M. en C. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB*JAGC*gtg


Autorizo a la Dirección General de Bibliotecas de la UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el contenido de mi trabajo recepcional.
NOMBRE: Dulce Ma. Hernández Vulpes
FECHA: 14 - Mayo - 04
FIRMA: 

DEDICATORIA

Este trabajo está especialmente dedicado a mis Padres, *Gerardo Hernández y Rosalinda Vulpes*, en agradecimiento a todo su esfuerzo por hacer mis sueños posibles y porque me han brindado una vida llena de felicidad, mucho amor y miles de oportunidades para desarrollarme como persona. Por ser excepcionales, mi mejor ejemplo a seguir y los mejores padres que pueden existir para mí, GRACIAS.

A mi *Alita* por enseñarme todo cuanto sabe y brindarme fortaleza y protección a cada momento de mi vida.

A las *Gemeluchas*, a *Gerardín* y a *Chely* por ser mis mejores amigos, aunque algunas veces no coincidamos en todo, por la infancia tan chida que compartimos, por ser mi aliciente y mi más grande alegría.

A *Charly* por todos los momentos que compartiste conmigo mientras yo alcanzaba este sueño, por darle tintes de colores a mi mundo color de rosa, pero sobre todo por ir tomado de mi mano al menos en este tiempo en que descubrí una parte maravillosa de la vida.

A mi *Abuelita* por querernos tanto, a mis Tíos *Silvestre, Pilar y Alejandro* por todo el apoyo que recibí al inicio de este sueño.

A *Leti Paz y Marco* por ser parte de mi familia, por protegerme y fortalecerme, por todo su apoyo y porque espero que continuemos esta cadena de amor que inició mi *Alita*.

A *Dorita* por escucharme y cuidarme, pero sobre todo por haber cuidado a mi *Alita* y en adelante por cuidar a las *Gemeluchitas*.

A la *Sra. Alma, Leonor y Anita* por esos buenos juegos de continental, por escucharme y cuidarme, por ser mis amigas.

A *Linda, Dafne, Lupita y Addis* por ser mis mejores amigas de toda la vida, por permanecer a pesar de la distancia y del tiempo y por haber compartido conmigo una de las etapas más lindas de mi vida.

A mis amigos del prope con quienes compartí grandes momentos y cultivamos una bonita amistad, *Mara, Regina, Hanna, Poncho, Paco, Marco, Paulino, Tavo, Cerealín, Abraham.*

A mis amigos geofísicos y geólogos: *Shago, Hugo, Carinushi, Alejandra, Daniel, Jorge,* por los ShagoTours que hicimos por haber compartido esta carrera conmigo, *Igor, Moy, Toño, Itzeluchis, Pancho, Jonaglez, Elbis y Lutita,* por las prácticas y todos los momentos divertidos que hemos vivido juntos.

A mi profesor *Eric Castañeda* por ser un buen amigo y el mejor de los maestros que he tenido en mi vida estudiantil.

AGRADECIMIENTOS

Le agradezco a *Marco Flores*, su apoyo, las facilidades para la realización de esta tesis, todo el conocimiento que me ha regalado a lo largo de mi carrera, pero sobre todo, su cariño.

A el *Dr. Luis Ramírez Cruz* por su colaboración, orientación y el tiempo valioso que me dedicó al hacer la tesis.

A *Marcos Guler*, por el apoyo y libertad que me brindó en la tesis.

A mis Sinodales, *Martín Cárdenas*, *Tatiana Kerdan*, *Ricardo Castrejón* y *Sergio Chávez* por su apoyo y orientación .

A *Claudia Castro* por la oportunidad que me dio, su apoyo y cariño.

A *Leonardo Peña* por su disponibilidad para ayudarnos siempre que nos encontramos en apuros, pero aún más por su amistad.

A *Cris* por ayudar a todos los geofísicos a resolver muchos de los obstáculos que se nos presentan.

A *Francisco Castellanos* por su colaboración y tiempo.

ÍNDICE

RESUMEN

INTRODUCCIÓN	1
--------------------	---

CAPÍTULO I. FUNDAMENTOS TEÓRICOS DEL MÉTODO

1.1 Partición de la Energía en una Interfase	5
1.2 Ecuaciones de Zoeppritz	6
1.3 Coeficientes de Reflexión	15
1.4 Simplificación de las Ecuaciones de Zoeppritz por Shuey	18
1.5 Atributos del <i>AVO</i>	21
1.6 Modelo de Arena con Gas	23
1.7 Clasificación de Arenas a partir del <i>AVO</i>	25
1.8 Actualización de la Clasificación de Arenas con Gas	31

CAPÍTULO II. INTERPRETACIÓN GEOFÍSICA Y GEOLÓGICA

2.1 Delimitación del Área	34
2.2 Antecedentes Geológicos	35
2.3 Modelado Geológico	36
2.4 Interpretación Geofísica	45
2.5 Atributos de la Traza Sísmica	47
2.6 Amplitud	49
2.7 Amplitud Media Cuadrática	50
2.8 Porcentaje de Amplitud por Encima de un Límite	52
2.9 Frecuencia Instantánea Promedio	54
2.10 Fase Instantánea Promedio	55

CAPÍTULO III. ANÁLISIS AVO

3.1 Análisis de los Registros	58
3.2 Gráficas de Amplitud Contra <i>Offset</i>	60
3.3 Apilamientos Parciales	62
3.4 Atributos <i>AVO</i> (Producto)	65
3.5 Gráficas Intercepción contra Gradiente	68

CONCLUSIONES	74
---------------------------	-----------

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS	76
---	-----------

APÉNDICE A

RESUMEN

En el presente trabajo se muestran los fundamentos teóricos del análisis de la variación de la amplitud con respecto a la distancia entre la fuente y el receptor (AVO) y su aplicación en la clasificación de dos anomalías de amplitud observadas en el cubo sísmico en estudio ubicado en el Golfo de México. Por medio del análisis de algunos registros sísmicos¹ pertenecientes a las zonas anómalas y de sus respectivos atributos como el gradiente, intercepción y sus derivados, se detecta si alguna de estas anomalías se debe a la presencia de gas. Además, se calculan algunas gráficas para la clasificación de las arenas, información que se corrobora con el modelo geológico del área estudiada. El estudio anterior se complementa con el análisis de atributos sísmicos (envolvente de amplitud, la frecuencia y fase instantánea, entre otros) calculados a partir de la interpretación de los horizontes que contienen las anomalías. Los resultados presentan la posible localización de un yacimiento gasífero en el que se observan anomalías AVO características de las arenas tipo III que se confirman con anomalías de atributos sísmicos en los horizontes TULUM-1 y TULUM-2.

¹ Comúnmente llamados *gather*s.

INTRODUCCIÓN

IMPORTANCIA DEL MÉTODO

La Exploración Geofísica es, en gran extensión de la palabra una ciencia de anomalías, ya que se puede asegurar que la mayoría de los hidrocarburos encontrados en los últimos 50 años han sido asociados con algún tipo de anomalía geofísica. Los exploradores normalmente utilizan las desviaciones de los valores teóricos de gravedad, tiempo de viaje sísmico y amplitudes sísmicas sin determinar la densidad absoluta, profundidad o reflectividad. En consecuencia se ha asociado un riesgo significativo a la perforación de un pozo, aún cuando toda la tecnología y los métodos de análisis disponibles han sido aplicados a este problema. La experiencia ha demostrado que las anomalías geofísicas pueden utilizarse para reducir el riesgo y poder identificar nuevos prospectos.

En la utilización convencional del método de sísmica de reflexión, se ha asumido tradicionalmente que las señales sísmicas pueden considerarse como series de banda limitada de coeficientes de reflexión de incidencia normal con la variación apropiada de tiempo de viaje y de amplitud debido a la propagación a través de un medio.

Ostrander (1982) demostró que los coeficientes de reflexión de arenas con gas varían con una tendencia anómala según se incrementa el *offset*¹ y mostró como utilizar este comportamiento como un indicador directo de hidrocarburos sobre datos reales. Este trabajo popularizó esta metodología que ha sido llamada *análisis de la variación de la amplitud con respecto al offset*, conocido por sus siglas en inglés como *AVO*.

¹ *Offset*: distancia fuente-receptor.

El análisis de la reflectividad dependiente del offset se basa en la relación teórica entre los coeficientes de reflexión, los ángulos de incidencia, la variación de las velocidades de la onda compresional (V_P) y de la onda de cizalla (V_S) y de la densidad a través de una interfase. Estos contrastes también dependen de la variación de las propiedades físicas de las rocas. En particular, una interfase entre sedimentos no consolidados o pobremente consolidados saturados con gas y saturados con agua, exhiben una relación distintiva entre estos parámetros. Así, los puntos brillantes (*bright spots*) causados potencialmente por yacimientos de gas pueden distinguirse por eventos de altas amplitudes con la misma polaridad, generados por litologías de baja impedancia, como es el caso del estudio realizado en dos campos de Venezuela en los que se tenían dos *bright spots* en secciones apiladas, de los cuales uno de ellos se demostró por medio del AVO que la anomalía se debía a efectos de sintonía y no a la presencia de gas, mientras que el otro efectivamente era causado por la acumulación de gas (Regueiro, 1993).

Una aplicación del método es la detección del contacto entre gas/aceite como lo demostró Chirubis (1984) en el Golfo de Arabia, ampliando el alcance de su técnica para detectar contactos gas/aceite en zonas terrestres en el este de Arabia Saudita (Chiburis, 1987) por medio de la evaluación de seis yacimientos compuestos de arenas así como de carbonatos con diferentes fluidos contenidos como gas, aceite y agua salada. Los resultados de este estudio sugieren que el AVO además de ser una herramienta con la gran potencial para la exploración también puede ser utilizada como una herramienta de explotación.

Sin embargo, a pesar del gran potencial del análisis AVO, también debe considerarse que es un método muy sensitivo a los pequeños errores residuales de velocidad, los cuales se han demostrado que pueden corregirse por medio de las series de Taylor de los eventos de incidencia normal, ya que algunos términos representan los errores mencionados (Swan, 1991), así que se debe estar

conciente de que si no se presentan las circunstancias adecuadas de procesamiento e interpretación, esta técnica simplemente puede fallar.

OBJETIVO DE LA TESIS

La tesis tiene como propósito presentar el método del *AVO* como una herramienta crítica para la exploración de yacimientos de hidrocarburos. El problema a resolver es determinar la presencia de un yacimiento de gas en dos localidades de la zona marina del Golfo de México, utilizando datos reales que fueron proporcionados por Petróleos Mexicanos.

Además de presentar los fundamentos teóricos de esta tecnología y la metodología de aplicación y análisis e interpretación de resultados.

LOCALIZACIÓN

El área que se estudió en este trabajo se ubica geográficamente en la plataforma continental del Golfo de México al noreste de Cd. del Carmen sobre una fracción del cubo sísmico Kaisin 3D Marino cuyo levantamiento sísmico se llevó a cabo con un distanciamiento entre *inline*² de 50 metros y de 12.5 metros entre *crosslines*³. La porción estudiada está limitada por los siguientes puntos de *Inline* y *Crossline* (0,0); (0,1700); (400,0); (400,1700).

² **Inline:** Estas líneas se caracterizan por ser adquiridas en la dirección que el barco adquirió los datos sísmicos (las líneas son paralelas a los receptores).

³ **Crosslines:** líneas que se caracterizan por ser perpendiculares a las *inlines*.

DESCRIPCIÓN DE LOS CAPÍTULOS

La tesis se forma de tres capítulos: 1) Fundamentos teóricos del método, en el que se presentan la mayoría de los conceptos necesarios para entender el origen de este tipo de análisis y la relación que existe entre ellos para generar la clasificación de anomalías *AVO*; 2) Interpretación Geofísica y Geológica, este apartado describe la geología general y la paleobatimetría de la zona geológica en el terciario que es la edad de nuestros horizontes objetivo y proporciona información acerca de la litología presente en el área, además de mostrar modelos geológicos propuestos. La interpretación geofísica, muestra la interpretación sísmica de los horizontes contenedores de las anomalías de amplitud dentro del cubo y algunos de sus atributos sísmicos que contribuyen a la detección de gas; 3) Análisis *AVO*, consta del análisis de la variación de amplitud en los registros de interés, el comportamiento de sus atributos de *AVO* como la interceptación y el gradiente y se estudia la distribución de los datos en gráficas cruzadas.

INFORMACIÓN DISPONIBLE

Los datos que se utilizaron en este estudio fueron el cubo sísmico Kaisin 3D Marino del Golfo de México, los datos sísmicos antes de apilar y una tabla de tiempo-velocidad correspondiente al punto de mayor interés de la zona.

PROGRAMAS DE CÓMPUTO

En la realización del análisis se utilizó el software de *Hampson&Russell* para el análisis de *AVO* y las aplicaciones de *Landmark: Seisworks 3D*, para la interpretación sísmica y *EarthCube* para la visualización de los horizontes.

CAPÍTULO I

FUNDAMENTOS TEÓRICOS DEL MÉTODO

1.1 PARTICIÓN DE LA ENERGÍA EN UNA INTERFASE

Siempre que una onda encuentre un cambio abrupto en las propiedades elásticas, así como cuando llega a una superficie que separa dos capas, una parte de la energía se refleja y permanece en el mismo medio que la energía original; y el equilibrio de la energía es refractado dentro del otro medio con un cambio abrupto en la dirección de propagación que ocurre en la interfase.

Considérese un frente de onda plano AB que incide sobre una interfase plana como la siguiente Figura 1.1; AB ocupa la posición A'B' cuando A llega a la superficie; en este instante la energía B aún debe viajar la distancia B'R antes de llegar a la interfase. Si $B'R=V_1\Delta t$, entonces Δt es el intervalo de tiempo entre la llegada de la energía a A' y a R. Por el principio de Huygens, durante el tiempo Δt la energía que llegó a A' tendrá que viajar hacia arriba una distancia $V_1\Delta t$ o hacia abajo una distancia $V_2\Delta t$. Si se dibujan arcos con centro en A' y longitudes iguales a $V_1\Delta t$ y $V_2\Delta t$, y luego tangentes desde R hasta estos arcos, se localizan los nuevos frentes de onda RS y RT en los medios superior e inferior. El ángulo en S es recto y $A'S=V_1\Delta t=B'R$; por lo tanto los triángulos A'B'R y A'SR son iguales, con lo que resulta que el *ángulo de incidencia* θ_1 es igual al *ángulo de reflexión* θ_1' , y se tiene

$$V_1\Delta t = A'R\text{sen}\theta_1$$

$$V_2\Delta t = A'R\text{sen}\theta_2,$$

por lo tanto

$$\boxed{\frac{\text{sen}\theta_1}{V_1} = \frac{\text{sen}\theta_2}{V_2} = p} \quad \dots(1).$$

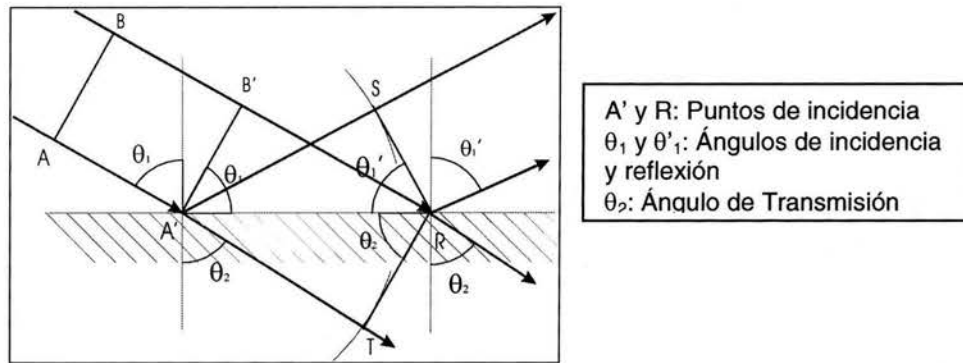


Figura 1.1 Reflexión y Refracción de una onda plana.

El ángulo θ_2 es el *ángulo de refracción*, $\frac{\text{sen}\theta_2}{V_2}$ es la *ley de refracción* y $\frac{\text{sen}\theta_1}{V_1}$ es la *ley de reflexión*, también conocidas como las *leyes de Snell*. Las leyes de reflexión y refracción se pueden combinar en un solo planteamiento; en una interfase de acuerdo a

$$p = \frac{\text{sen}\theta_i}{V_i} \quad \dots(2),$$

es decir, que tiene el mismo valor para las ondas reflejadas, refractadas e incidentes, donde p es el *parámetro de la trayectoria de rayo*. (Sheriff, 1991)

1.2 ECUACIONES DE ZOEPPRITZ

Las ecuaciones de Zoeppritz, describen los coeficientes de reflexión y transmisión de ondas planas como una función del ángulo de incidencia y seis parámetros elásticos independientes. Tres para cada uno de los lados de la interfase. El problema inverso es encontrar los parámetros elásticos a partir de la observación de la amplitud de reflexión como una función del ángulo.

Retomando una interfase plana entre dos estratos sólidos en $z=0$, con el siguiente vector de desplazamiento $\bar{u}(u, w, t)$ y utilizando por facilidad potenciales de desplazamiento, las componentes de desplazamiento están dadas por:

$$\text{En } x \quad u = \frac{\partial \Phi}{\partial x} + \frac{\partial \Psi}{\partial z} \quad \dots(3)$$

$$\text{En } y \quad w = \frac{\partial \Phi}{\partial z} - \frac{\partial \Psi}{\partial x} \quad \dots(4),$$

donde Φ es el potencial de desplazamiento compresional y Ψ es el potencial de desplazamiento rotacional.

Los potenciales deben satisfacer la ecuación de onda escalar, por lo que es pertinente definir a la dilatación Δ como:

$$\Delta = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} ,$$

Al sustituir los desplazamientos tenemos que

$$\Delta = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial x} + \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial z} - \frac{\partial \Psi}{\partial x} \right)$$

finalmente queda en función de los potenciales

$$\Delta = \frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial z^2} .$$

A partir de la ecuación de onda compresional en función de la dilatación (ec. 5) se puede comprobar que los potenciales satisfacen la ecuación de onda.

$$\rho \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \nabla^2 \Delta \quad \dots(5)$$

$$\text{si } \alpha^2 = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho}$$

$$\frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial z^2} \right) = \nabla^2 \left(\frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial z^2} \right)$$

$$\frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} (\nabla^2 \Phi) = \nabla^2 (\nabla^2 \Phi)$$

$$\frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2} = \nabla^2 \Phi$$

$$\boxed{\frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2} = \left(\frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial z^2} \right)} \quad \text{Ecuación de Onda en Función del Potencial Compresional ... (6)}$$

Con esto se demuestra que el desplazamiento está expresado correctamente a través del potencial de desplazamiento compresional.

Si ahora consideramos la deformación de cizalla en el plano XZ.

$$\theta_{xz} = -\frac{1}{2} \left(\frac{\partial w}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial z} \right) = -\theta_{zx},$$

donde θ_{xz} también es llamada rotación en el plano XZ

$$\theta_{xz} = -\frac{1}{2} \left(\frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{\partial \Phi}{\partial z} - \frac{\partial \Psi}{\partial x} \right] - \frac{\partial}{\partial z} \left[\frac{\partial \Phi}{\partial x} + \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right] \right)$$

$$\theta_{xz} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial^2 \Psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Psi}{\partial z^2} \right).$$

Utilizando la ecuación de onda en función de la rotación (ec. 7)

$$\rho \frac{\partial^2 \theta_{xz}}{\partial t^2} = \mu \nabla^2 \theta_{xz} \quad \dots (7),$$

donde $\beta^2 = \frac{\mu}{\rho}$

$$\frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left[\frac{1}{2} \left(\frac{\partial^2 \Psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Psi}{\partial z^2} \right) \right] = \mu \nabla^2 \left[\frac{1}{2} \left(\frac{\partial^2 \Psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Psi}{\partial z^2} \right) \right]$$

$$\frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial^2 \Psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Psi}{\partial z^2} \right) = \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial^2 \Psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Psi}{\partial z^2} \right)$$

y si $\nabla^2\Psi = \frac{\partial^2\Psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2\Psi}{\partial z^2}$ entonces,

$$\boxed{\frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2\Psi}{\partial t^2} = \mu\nabla^2\Psi} \text{ Ecuación de Onda en Función del Potencial Rotacional ...}(8)$$

Y se vuelve a demostrar que el desplazamiento está correctamente expresado en función de los potenciales.

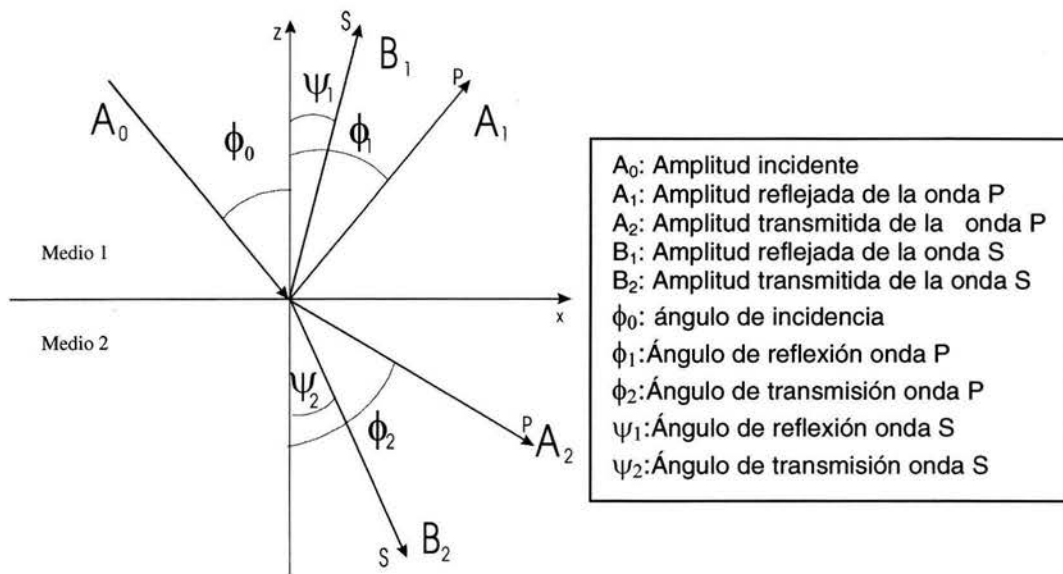


Figura 1.2 Partición de la energía en una interfase entre dos estratos

De acuerdo con lo anterior, las soluciones de la onda plana para los potenciales $\Phi(x,z,t)$ y $\Psi(x,z,t)$ están dadas por

⇒ Para el medio 1

$$\boxed{\Phi_1 = A_0 \exp\left[i \frac{w}{\alpha_1} (\text{sen } \phi_0)x + i \frac{w}{\alpha_1} (\text{cos } \phi_0)z - iwt\right] + A_1 \exp\left[i \frac{w}{\alpha_1} (\text{sen } \phi_2)x - i \frac{w}{\alpha_1} (\text{cos } \phi_1)z - iwt\right]}$$

...(9)

donde A_0 es la amplitud y el argumento de los exponenciales es la fase.

Sustituyendo Φ_1 en la ecuación 6, se cumple

$$\Psi_1 = B_1 \exp \left[i \frac{w}{\beta_1} (\text{sen } \psi_1) x - i \frac{w}{\beta_2} (\text{cos } \psi_1) z - i w t \right] \quad \dots(10)$$

⇒ Para el medio 2

$$\Phi_2 = A_2 \exp \left[i \frac{w}{\alpha_2} (\text{sen } \phi_2) x - i \frac{w}{\alpha_2} (\text{cos } \phi_2) z - i w t \right] \quad \dots(11)$$

$$\Psi_2 = B_2 \exp \left[i \frac{w}{\beta_2} (\text{sen } \psi_2) x - i \frac{w}{\beta_2} (\text{cos } \psi_2) z - i w t \right] \quad \dots(12)$$

Dado que nuestro objetivo es obtener A_1 , A_2 , B_1 y B_2 conociendo A_0 .
Tenemos las siguientes cuatro condiciones de frontera en $z=0$:

- 1) La componente tangencial a la interfase, es continua $u_1=u_2$.
- 2) La componente de desplazamiento normal a la interfase es continua $w_1=w_2$.
- 3) La componente de esfuerzo normal en la interfase es continua $(P_{zz})_1=(P_{zz})_2$.
- 4) La componente de esfuerzo tangencial a la interfase es continua $(P_{xz})_1=(P_{xz})_2$.

Para comprobar las condiciones anteriores, partimos de la ley de Snell

$$\frac{\text{sen } \phi_0}{\alpha_1} = \frac{\text{sen } \phi_1}{\alpha_1} = \frac{\text{sen } \phi_2}{\alpha_2} = \frac{\text{sen } \psi_1}{\beta_1} = \frac{\text{sen } \psi_2}{\beta_2}$$

Primera condición $u_1=u_2$

Recordando la ecuación 3

$$\frac{\partial \Phi_1}{\partial x} + \frac{\partial \Psi_1}{\partial z} = \frac{\partial \Phi_2}{\partial x} + \frac{\partial \Psi_2}{\partial z} \quad \dots(13).$$

Sustituyendo Φ_1 , Ψ_1 , Φ_2 y Ψ_2 y derivándolos, se obtienen funciones exponenciales de las cuales sus fases coinciden en la frontera $z=0$, entonces pueden ser igualadas:

$$\left[A_0 i \frac{w}{\alpha_1} (\text{sen} \phi_0) + A_1 i \frac{w}{\alpha_1} (\cos \phi_1) - B_1 i \frac{w}{\beta_1} (\cos \phi_1) \right] = \left[A_2 i \frac{w}{\alpha_2} (\text{sen} \phi_2) + B_2 i \frac{w}{\beta_2} (\cos \phi_2) \right]$$

agrupando de acuerdo a la ley de Snell y simplificando términos semejantes

$$\boxed{\left[A_0 \frac{(\text{sen} \phi_0)}{\alpha_1} + A_1 \frac{(\cos \phi_1)}{\alpha_1} - B_1 \frac{(\cos \phi_1)}{\beta_1} \right]} = \boxed{\left[A_2 \frac{(\text{sen} \phi_2)}{\alpha_2} + B_2 \frac{(\cos \phi_2)}{\beta_2} \right]} \quad \dots(14)$$

se obtiene la **primera ecuación de Zoeppritz**.

Segunda Condición $w_1=w_2$

Con el mismo procedimiento que en la primera condición se obtiene la **Segunda Ecuación de Zoeppritz**.

$$\boxed{\frac{\cos \phi_1}{\alpha_1} A_0 - \frac{\cos \phi_1}{\alpha_1} A_1 - \frac{\text{sen} \psi_1}{\beta_1} B_1} = \boxed{\frac{\cos \phi_2}{\alpha_2} A_2 - \frac{\text{sen} \psi_2}{\beta_2} B_2} \quad \dots(15)$$

Tercera Condición $(P_{zz})_1=(P_{zz})_2$

Estableciendo que el esfuerzo P_{zz} es

$$P_{zz} = \lambda \Delta + 2\mu e_{zz}$$

y que la dilatación en función de la deformación (e) es

$$\Delta = e_{xx} + e_{yy} + e_{zz} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial z}$$

entonces por igualdad de términos $e_{zz} = \frac{\partial v}{\partial z}$.

Sustituyendo las igualdades anteriores en P_{zz}

$$P_{zz} = \lambda \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial z} \right) + 2\mu \frac{\partial v}{\partial z}$$

$$P_{zz} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial v}{\partial z} + \lambda \frac{\partial u}{\partial x}.$$

Si recordamos que $u = \frac{\partial \Phi}{\partial x} + \frac{\partial \Psi}{\partial z}$ y $w = \frac{\partial \Phi}{\partial z} - \frac{\partial \Psi}{\partial x}$ y sustituimos en P_{zz}

$$P_{zz} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial z} - \frac{\partial \Psi}{\partial x} \right) + \lambda \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial x} + \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right)$$

$$P_{zz} = (\lambda + 2\mu) \left(\frac{\partial^2 \Phi}{\partial z^2} - \frac{\partial^2 \Psi}{\partial z \partial x} \right) + \lambda \left(\frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Psi}{\partial z \partial x} \right)$$

$$P_{zz} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial^2 \Phi}{\partial z^2} + \lambda \frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} - 2\mu \frac{\partial^2 \Psi}{\partial z \partial x}.$$

Sumando y restando $2\mu \frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2}$

$$P_{zz} = (\lambda + 2\mu) \left(\frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial z^2} \right) - 2\mu \left(\frac{\partial^2 \Psi}{\partial x \partial z} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} \right).$$

Considerando que $\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$, $\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$ y $\frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2} = \left(\frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial z^2} \right)$

$$P_{zz} = \rho \frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2} - 2\rho\beta^2 \left(\frac{\partial^2 \Psi}{\partial x \partial z} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} \right) \quad \dots(16),$$

igualando los P_{zz} para cada medio de la interfase

$$\rho_1 \frac{\partial^2 \Phi_1}{\partial t^2} - 2\rho_1 \beta_1^2 \left(\frac{\partial^2 \Psi_1}{\partial x \partial z} + \frac{\partial^2 \Phi_1}{\partial x^2} \right) = \rho_2 \frac{\partial^2 \Phi_2}{\partial t^2} - 2\rho_2 \beta_2^2 \left(\frac{\partial^2 \Psi_2}{\partial x \partial z} + \frac{\partial^2 \Phi_2}{\partial x^2} \right) \quad \dots(17).$$

Sustituyendo las soluciones de los potenciales en la ecuación (17)

$$\begin{aligned} \rho_1 A_0 - \rho_1 A_1 + 2\rho_1 \frac{\beta_2^2}{\alpha_1^2} (\text{sen}^2 \phi_0) A_0 + 2\rho_1 \frac{\beta_1^2}{\alpha_1^2} (\text{sen}^2 \phi_1) A_1 - 2\rho_1 (\text{sen} \psi_1 \cos \psi_1) B_1 = \\ - \rho_2 A_2 + 2\rho_2 \frac{\beta_1^2}{\alpha_1^2} (\text{sen}^2 \phi_2) A_2 + 2\rho_2 (\text{sen} \psi_2 \cos \psi_2) B_2 \end{aligned} \quad \dots (18),$$

considerando $\text{sen}2\psi = 2\text{sen} \psi \cos \psi$ y reagrupando la ecuación (18) tenemos la **Tercer Ecuación de Zoeppritz.**

$$\boxed{- \left(1 - 2 \frac{\beta_2^2}{\alpha_1^2} (\text{sen}^2 \phi_0) \right) A_0 - \left(1 - 2 \frac{\beta_1^2}{\alpha_1^2} (\text{sen}^2 \phi_1) \right) A_1 - (\text{sen} 2\psi_1) B_1 = - \frac{\rho_2}{\rho_1} \left[1 - 2 \frac{\beta_1^2}{\alpha_1^2} (\text{sen}^2 \phi_2) \right] A_2 + \frac{\rho_2}{\rho_1} (\text{sen} 2\psi_2) B_2} \quad \dots (19)$$

Cuarta condición $(P_{xz})_1 = (P_{zx})_2$

Definiendo el esfuerzo en el plano XZ como

$$P_{xz} = 2\mu e_{xz},$$

donde la deformación es

$$e_{xz} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \right) = e_{zx},$$

P_{xz} queda como

$$P_{xz} = \mu \left(\frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \right)$$

si sustituimos los desplazamientos en función de sus potenciales

$$P_{xz} = \mu \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial z} - \frac{\partial \Psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial x} + \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right) \right]$$

$$P_{xz} = \mu \left(2 \frac{\partial^2 \Phi}{\partial x \partial z} - \frac{\partial^2 \Psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Psi}{\partial z^2} \right).$$

De acuerdo a la cuarta condición de frontera la igualdad de esfuerzos está dada por

$$\mu_1 \left[2 \frac{\partial^2 \phi_1}{\partial x \partial z} - \frac{\partial^2 \psi_1}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Psi_1}{\partial z^2} \right] = \mu_2 \left[2 \frac{\partial^2 \phi_2}{\partial x \partial z} - \frac{\partial^2 \psi_2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Psi_2}{\partial z^2} \right] \quad \dots (20).$$

Recordando que $z=0$

$$\begin{aligned} \mu_1 \left(-\frac{2}{\alpha_1^2} A_0 \text{sen} \phi_0 \cos \phi_0 + \frac{2}{\alpha_1^2} A_1 \text{sen} \phi_1 \cos \phi_1 - \frac{1}{\beta_1^2} B_1 \cos^2 \psi_1 + \frac{1}{\beta_1^2} B_1 \text{sen}^2 \psi_1 \right) = \\ B_2 \mu_2 \left(-\frac{2}{\alpha_2^2} A_2 \text{sen} \phi_2 \cos \phi_2 + \frac{1}{\beta_2^2} \cos^2 \psi_2 \right) + \frac{1}{\beta_2^2} B_2 \text{sen}^2 \psi_2 \end{aligned} \quad \dots (21)$$

reagrupando y sustituyendo $\text{sen} 2\psi = 2 \text{sen} \psi \cos \psi$ en (21)

$$\begin{aligned} \mu_1 \left(-\frac{A_0}{\alpha_1^2} \text{sen} 2\phi_0 + \frac{A_1}{\alpha_1^2} \text{sen} 2\phi_1 - \frac{B_1}{\beta_1^2} (\cos^2 \psi_1 - \text{sen}^2 \psi_1) \right) = \\ \mu_2 \left(-\frac{A_2}{\alpha_2^2} \text{sen} 2\phi_2 + \frac{B_2}{\beta_2^2} (\cos^2 \psi_2 - \text{sen}^2 \psi_2) \right) \end{aligned}$$

utilizando la igualdad $\cos 2\psi = \cos^2 \psi - \text{sen}^2 \psi$ y dividiendo por $\frac{\alpha_1^2}{\mu_1}$

$$\boxed{-A_0 \text{sen} 2\phi_1 + A_1 \text{sen}^2 \phi_1 - \frac{\alpha_1^2}{\beta_1^2} B_1 \cos 2\psi_1 = -\frac{\rho_2 \alpha_1^2 \beta_2^2}{\rho_1 \alpha_2^2 \beta_1^2} A_2 \text{sen} 2\phi_2 - \frac{\rho_2 \alpha_1^2}{\rho_1 \beta_1^2} B_2 \cos 2\psi_2} \quad \dots (22).$$

Obtenemos la **Cuarta Ecuación De Zoeppritz**, (Yilmaz, 2000).

1.3 COEFICIENTES DE REFLEXIÓN

Como se muestra en la Figura 1.3 , la reflexión en una interfase involucra la partición de energía a partir de una onda P incidente a 1) una onda P reflejada, 2) una onda P transmitida, 3) una onda S reflejada y 4) una onda S transmitida. Los ángulos para los rayos incidente, reflejados y transmitidos sincrónicos al límite están dados por Snell

$$p = \frac{\text{sen}\Theta_1}{V_{P1}} = \frac{\text{sen}\Theta_2}{V_{P2}} = \frac{\text{sen}\Phi_1}{V_{S1}} = \frac{\text{sen}\Phi_2}{V_{S2}} \quad \dots (23)$$

y p es el parámetro de rayo.

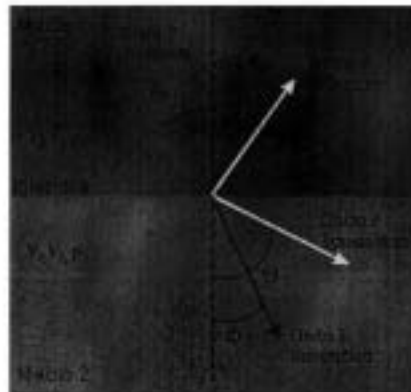


Figura 1.3 Reflexión y transmisión en una interfase entre dos semiespacios elásticos para ondas P incidente. (Castagna, 1993).

donde

V_{P1} = Velocidad de la onda P en el medio 1

V_{P2} = Velocidad de la onda P en el medio 2

V_{S1} = Velocidad de la onda S en el medio 1

V_{S2} = Velocidad de la onda S en el medio 2

Θ_1 = ángulo de la onda P incidente

Θ_2 = ángulo de la onda P transmitida

Φ_1 = ángulo de la onda S reflejada

Φ_2 = ángulo de la onda S transmitida

El coeficiente de reflexión de la onda P como una función del ángulo de incidencia $R_{PP}(\Theta_1)$ está definida como la relación de la amplitud de la onda P reflejada y la amplitud de la onda P transmitida. Similarmente, el coeficiente de transmisión de la onda P ($T_{PP}(\Theta_1)$) es la relación de la amplitud de la onda P transmitida y la de la onda P incidente. También el coeficiente de reflexión para la onda convertida S ($R_{PS}(\Theta_1)$) es la relación de las amplitudes de la onda S reflejada y la onda P incidente, y el coeficiente de transmisión para la onda convertida S ($T_{PS}(\Theta_1)$) es la relación de las amplitudes de la onda S transmitida y la onda P incidente.

Para la incidencia normal no hay ondas S convertidas y el coeficiente de reflexión R_P está dado por

$$R_P = \frac{I_{P2} - I_{P1}}{I_{P2} + I_{P1}} = \frac{1}{2} \frac{\Delta I_P}{I_{PA}} \approx \frac{1}{2} \ln \left(\frac{I_{P2}}{I_{P1}} \right) \quad \dots (24),$$

donde I_P es la impedancia de la onda P,

$$I_{P2} = \text{impedancia del medio 2} = \rho_2 V_{P2}$$

$$\rho_2 = \text{densidad del medio 2}$$

$$I_{P1} = \text{impedancia del medio 1} = \rho_1 V_{P1}$$

$$\rho_1 = \text{densidad del medio 1}$$

$$I_{PA} = \text{impedancia promedio a través de la interfase} = \frac{I_{P2} + I_{P1}}{2} \text{ y,}$$

$$\Delta I_P = I_{P2} - I_{P1}$$

El coeficiente de refracción de la onda P (T_P) esta dado por

$$T_P = 1 - R_P \quad \dots (25).$$

La variación de los coeficientes de transmisión y reflexión con respecto al ángulo de incidencia (y su correspondiente incremento en el *offset*) es conocido

como reflectividad dependiente del *offset* y es la base fundamental para el análisis de la amplitud contra el *offset*.

Como se vio en el tema anterior Knott (1899) y Zoeppritz (1919) utilizaron la continuidad del desplazamiento a la interfase reflejante como condiciones de frontera para resolver los coeficientes de transmisión y reflexión como una función del ángulo de incidencia y de las propiedades elásticas del medio (densidad, módulo de cizalla y volumétrico). Por continuidad de desplazamiento se entiende que la interfase responde a la onda incidente esencialmente como si los dos medios estuvieran soldados uno al otro. Es decir, que no hay cavidades a lo largo de la interfase. La continuidad de los esfuerzos normales y tangenciales también es necesaria para evitar la aceleración infinita a través de la discontinuidad. (Castagna, 1993)

Las ecuaciones resultantes de Knott y Zoeppritz son notoriamente complejas por lo que se requiere del uso de computadoras, para facilitar la aplicación de tales ecuaciones, algunos autores han llevado a cabo simplificaciones como la de Shuey que más adelante se presentará. Sin embargo Aki y Richards (1980) dieron las ecuaciones en una forma matricial que se resuelven fácilmente.

$$Q = P^{-1}R \quad \dots (26),$$

donde

$$Q = \begin{bmatrix} R_{PP} \\ R_{PS} \\ T_{PP} \\ T_{PS} \end{bmatrix} \quad \dots(27),$$

$$P = \begin{bmatrix} \text{sen}\Theta_1 & \cos\Phi_1 & -\text{sen}\Theta_2 & \cos\Phi_2 \\ -\cos\Theta_1 & \text{sen}\Phi_1 & -\cos\Theta_2 & -\text{sen}\Phi_2 \\ \text{sen}2\Theta_1 & \frac{\alpha_1 \cos(2\Phi_1)}{\beta_1} & \frac{\rho_2 \beta_2^2 \alpha_1 \text{sen}2\Theta_2}{\rho_1 \beta_1^2 \alpha_2} & -\frac{\rho_2 \beta_2 \alpha_1 \cos(2\Phi_2)}{\rho_1 \beta_1^2} \\ \cos(2\Phi_1) & -\frac{\beta_1}{\alpha_1} \text{sen}2\Phi_1 & -\frac{\rho_2 \alpha_2 \cos(2\Phi_2)}{\rho_1 \alpha_1} & -\frac{\rho_2 \beta_2}{\rho_1 \alpha_1} \text{sen}2\Phi_2 \end{bmatrix} \quad \dots(28).$$

$$R = \begin{bmatrix} -\text{sen}\Theta_1 \\ -\cos\Theta_1 \\ \text{sen}2\Theta_1 \\ -\cos 2\Phi_1 \end{bmatrix} \quad \dots(29).$$

De lo que se establece que los coeficientes R_{PP} , R_{PS} , T_{PP} y T_{PS} , para cualquier ángulo de incidencia dado, están completamente determinados por la densidad y las velocidades de las ondas S y P de cada medio. Estos parámetros son a su vez, dependientes de las propiedades físicas del medio como la litología, porosidad y el fluido contenido de los poros. (Waters, 1992)

1.4 SIMPLIFICACIÓN DE LAS ECUACIONES DE ZOEPPRITZ POR SHUEY

Debido a la complejidad de las ecuaciones de Zoeppritz diferentes autores se han dado a la tarea de reducirlas a ecuaciones más sencillas, por lo que en este apartado vamos a desarrollar la ecuación obtenida por Shuey que parte de la aproximación de Aki y Richards (1980) en la que mientras el porcentaje de cambio en las propiedades elásticas sea pequeño, la amplitud reflejada de la onda P ($R(\theta)$) está dada por:

$$R(\theta) \approx \frac{1}{2} \left(1 - 4 \frac{V_s^2}{V_p^2} \text{sen}^2 \theta \right) \frac{\Delta\rho}{\rho} + \frac{\sec^2 \theta}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p} - \frac{4V_s^2}{V_p^2} \text{sen}^2 \theta \frac{\Delta V_s}{V_s} \quad \dots(30)$$

Las propiedades elásticas en la ecuación (30) están relacionadas de la siguiente forma con aquellas de cada lado de la interfase:

$$\Delta V_p = (V_{P_2} - V_{P_1})$$

$$V_p = \frac{(V_{P_2} - V_{P_1})}{2} \quad \dots(31)$$

$$\Delta V_s = (V_{S_2} - V_{S_1})$$

$$V_s = \frac{(V_{S_2} - V_{S_1})}{2} \quad \dots(32)$$

$$\Delta \rho = (\rho_2 - \rho_1)$$

$$\rho = \frac{(\rho_2 - \rho_1)}{2} \quad \dots(33),$$

donde las ondas incidentes y reflejadas están sobre el lado 1 y la onda transmitida esta sobre el lado 2. El ángulo θ es el promedio de los ángulos de incidencia y transmisión,

$$\theta = \frac{\theta_1 + \theta_2}{2} \quad \dots(34).$$

Estos dos ángulos están relacionados por la ley de Snell,

$$p = \frac{\text{sen}\theta_1}{V_1} = \frac{\text{sen}\theta_2}{V_2} \quad \dots(35).$$

Shuey modificó la ecuación (30) sustituyendo las ecuaciones V_s , ΔV_s por σ y $\Delta\sigma$. Definiendo al último como:

$$\Delta\sigma = (\sigma_2 - \sigma_1)$$

$$\sigma = \frac{(\sigma_2 - \sigma_1)}{2} \quad \dots(36),$$

donde σ es la relación de Poisson¹.

¹ **Relación de Poisson:** es una constante elástica que está definida como la relación entre la contracción transversal y la extensión longitudinal cuando una barra es estirada. En el método sísmico, está en función de las velocidades de onda S y P.

$$\sigma = \frac{\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 2}{2\left[\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 1\right]}$$

La sustitución esta dada por la ecuación

$$V_s^2 = V_p^2 \frac{1-2\sigma}{2(1-\sigma)} \quad \dots (37)$$

y también por la diferencial de esta ecuación. Este cambio de variable fue motivado por la percepción de las 5 reglas de Koefoed (Apéndice A), que establecen que la relación de Poisson es la propiedad elástica más directamente relacionada con la dependencia angular de los coeficientes de reflexión.

Otra modificación que hizo Shuey fue al factor R_0 , la amplitud de la incidencia normal. Debido a que la recuperación de la amplitud reflejada absoluta en los problemas prácticos parece más difícil que los problemas de recuperación de la variación de la amplitud de reflexión relativa con el *offset*. El resultado de esta consideración es

$$R(\theta) / R_0 \approx 1 + A \sin^2 \theta + B(\tan^2 \theta - \sin^2 \theta) \quad \dots(38),$$

donde

$$R_0 \approx \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) \quad \dots (39)$$

$$A = A_0 + \frac{1}{(1-\sigma)^2} \frac{\Delta \sigma}{R_0} \quad \dots(40)$$

$$A_0 = B - 2(1+B) \frac{1-2\sigma}{1-\sigma} \quad \dots(41)$$

y

$$B = \frac{\frac{\Delta V_p}{V_p}}{\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta V_s}{V_s}} \quad \dots(42).$$

La ecuación (38) muestra la combinación de las propiedades elásticas que es efectiva en ciertos rangos del ángulo θ . El tercer término desaparece como θ^4 , por lo que este no contribuye normalmente para $\theta < 30$ grados. Sin embargo, en

ángulos grandes este término domina. Para considerar la amplitud absoluta en vez de la relativa, la ecuación (38) se debe multiplicar por R_0 para obtener

$$R(\theta) \approx R_0 + \left[A_0 R_0 + \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma)^2} \right] \text{sen}^2 \theta + \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p} (\tan^2 \theta - \text{sen}^2 \theta) \quad \dots(43),$$

que es la **Simplificación De Shuey Para Las Ecuaciones De Zoeppritz**. (Shuey, 1985).

1.5 ATRIBUTOS DEL AVO

La aproximación de Shuey de dos términos para las ecuaciones de Zoeppritz representa la dependencia angular de los coeficientes de reflexión de la onda P, en la que el tercer término no es considerado para fines prácticos ya que solamente es válido para ángulos mayores de 30 grados; generalmente el rango de ángulos analizado en estudios de sismología de reflexión se encuentra entre 0 y 30 grados, así que sólo son considerados los dos primeros términos.

$$R(\theta) = A + B \text{sen}^2 \theta \quad \dots (44)$$

En la ecuación anterior se observa que tiene la forma de la ecuación de una recta $y = a + bx$ en donde $A = R_0$ que es llamado intercepción y corresponde a la ordenada al origen de la recta, $B = A_0 R_0 + \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma)^2}$ y corresponde a la pendiente de la recta, la cual es llamada Gradiente y determina la intensidad de la variación de la amplitud, ver Figura 1.4

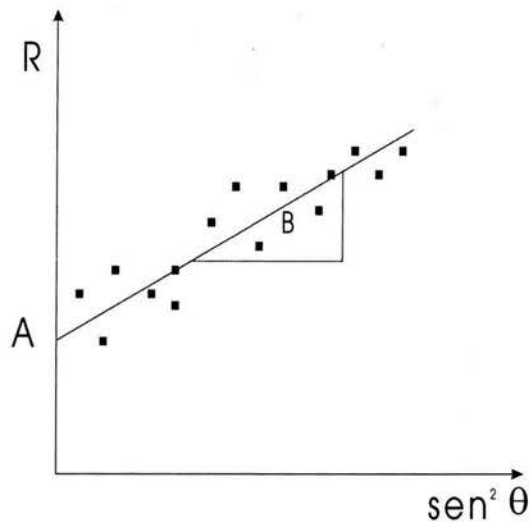


Figura 1.4 Representación gráfica de la simplificación de Shuey.

En la práctica la interceptación es una medida de banda limitada de la amplitud de incidencia normal mientras que el gradiente de *AVO* es una medida de la variación de la amplitud con respecto del *offset*. Asumiendo una calibración apropiada de la amplitud, *A* es el coeficiente de reflexión de incidencia normal y *B* es una medida de la reflectividad dependiente del *offset*.

Para rocas clásticas saturadas de agua salada en un rango de profundidad limitado para una localidad particular, puede haber una relación bien definida entre la interceptación y el gradiente. Una variedad razonable de suposiciones petrofísicas resultan en tendencias lineales de *A* contra *B*, pasando todas por el origen. Así en una ventana de tiempo dada, las rocas clásticas que no contienen hidrocarburos muestran una tendencia de fondo bien definida; las desviaciones de este fondo son indicadores de hidrocarburos o litologías inusuales, Figura 1.5.

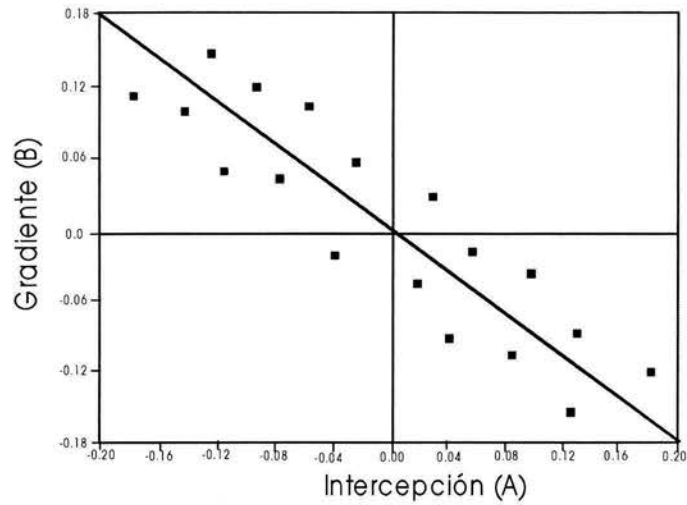


Figura 1.5 Tendencia de las litologías contenedoras de agua salada en los crossplot (Castagna y Swan, 1997).

En el análisis de las gráficas cruzadas las reflexiones de lutitas sobre arenas con agua salada caen sobre la tendencia de fondo. Mientras que las arenas con gas tienen intercepciones y gradientes más negativos que los correspondientes a arenas con agua salada, formando una tendencia distinta que no pasa por el origen (Figura 1.6).

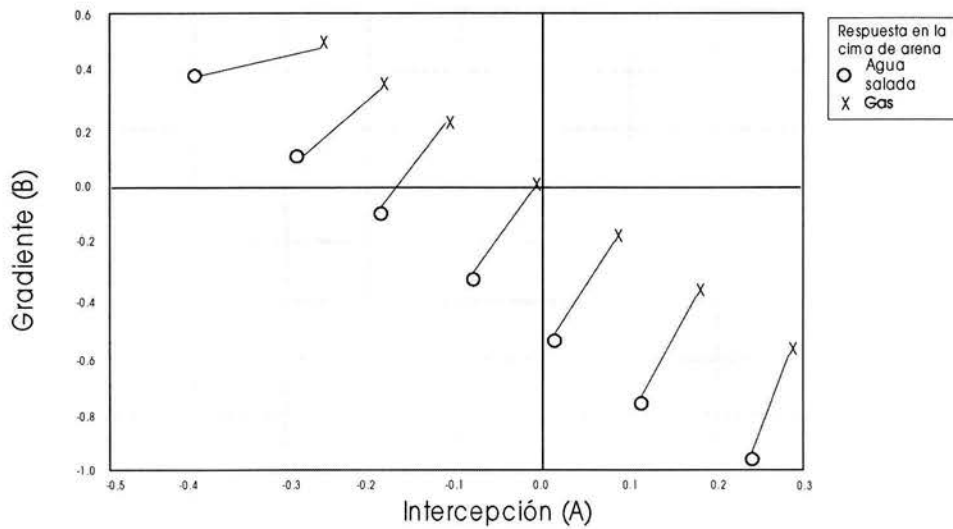


Figura 1.6 Desviaciones de las tendencias petrofísicas de fondo debido a hidrocarburos o litologías inusuales. (Castagna y Swan, 1997).

1.6 MODELO DE ARENA CON GAS.

Este modelo se puede utilizar para analizar los coeficientes de reflexión de onda plana en función del ángulo de incidencia. Calculándose las reflexiones originadas tanto por la cima como por la base de la arena con gas.

La Figura 1.7 muestra un modelo de arena con gas de tres capas con parámetros que pueden ser típicos de una sección somera y geológicamente joven. Aquí la arena con gas que tiene una relación de Poisson de 0.1 está rodeada por arcillas con una relación de Poisson de 0.4. Dentro de la arena la velocidad se reduce un 20 %, de 10000 ft/s a 8000 ft/s y la densidad se reduce un 10 % de 2.40 g/cm³ a 2.16 g/cm³. Estos parámetros generan coeficientes de reflexión de incidencia oblicua de -0.16 y +0.16 para la cima y base de la arena con gas, respectivamente.

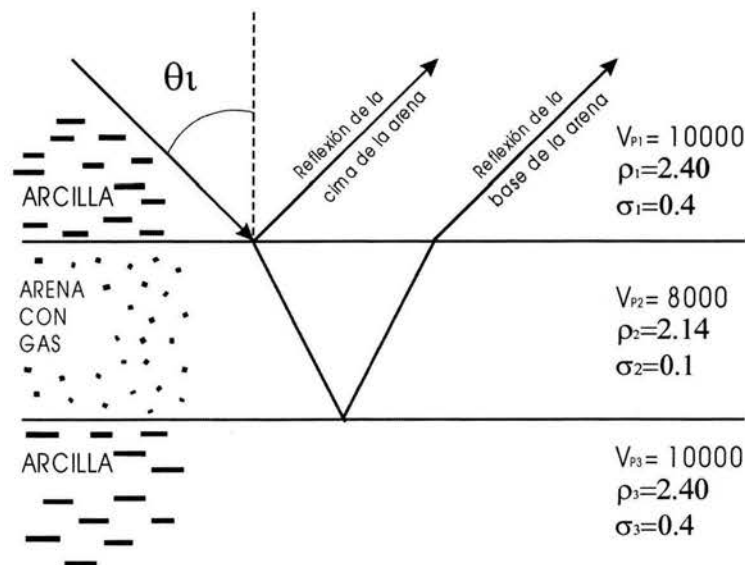


Figura 1.7 Modelo hipotético de arena con gas de tres capas. (Ostrander, 1984).

Los cambios en los coeficientes de reflexión para ondas PP en diferentes medios se muestran en la Figura 1.8. Las curvas sólidas son los coeficientes de reflexión generados por los parámetros del modelo de arena con gas de la Figura 1.7. El efecto de la transmisión y refracción de la base de reflexión de la arena está considerado. El eje horizontal es el ángulo de referencia a la cima de la arena. Los cambios de coeficiente de reflexión de la cima son alrededor de -0.16 a -0.28 a los 40 grados mientras que los cambios en los

coeficientes de reflexión para la base de la arena es de +0.16 a +0.26. Por lo que la amplitud de la onda sísmica para esta reflexión compleja se incrementa aproximadamente en un 70% a los 40 grados.

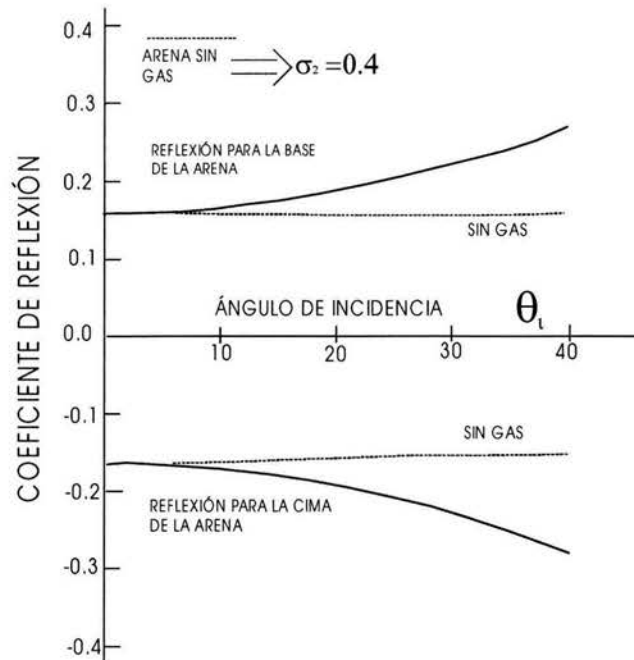


Figura 1.8 Gráfica de coeficientes de reflexión contra ángulo de incidencia para un modelo de arena con gas de tres capas. (Ostrander, 1984)

Las curvas punteadas en la Figura 1.8 indica la variación de los coeficientes de reflexión si la relación de Poisson de la arena fuera 0.4. Esto simula el caso de una arenisca joven saturada de agua salada con baja velocidad encajonada en arcillas. En este caso, se observa una ligera disminución en la magnitud de los coeficientes de reflexión conforme el ángulo de incidencia aumenta. (Ostrander, 1984).

1.7 CLASIFICACIÓN DE ARENAS A PARTIR DEL AVO.

Desde los primeros días del análisis *AVO*, los exploradores aprendieron que un amplio rango de características de *AVO* son posibles para las reflexiones en arenas con gas y que el análisis *AVO* puede ser muy útil para analizar

reflexiones que no necesariamente corresponden con “puntos brillantes” sobre datos sísmicos apilados.

Este apartado presenta el rango de efectos asociados con arenas gaseosas normalmente encontradas en la exploración. De acuerdo con Rutherford y Williams (1989), los yacimientos de arenas con gas, se han dividido en tres clases basándose en sus características *AVO*:

Clase 1 Arenas con altas impedancias.

Clase 2 Arenas con contraste de impedancias cercanas a cero.

Clase 3 Arenas de bajas impedancias.

Para la discusión de los efectos de *AVO* se utilizan los coeficientes de reflexión de la onda *P* para una interfase elástica que describen las características *AVO* de arenas con gas en las tres clases. Para este análisis sólo se considera la reflectividad en la interfase. La influencia de algunos factores de propagación bien conocidos como las capas delgadas, la atenuación, entre otros, no son considerados en las mediciones de *AVO*.

RANGOS DE LOS EFECTOS DE LAS ARENAS CON GAS

El rango de efectos de *AVO* en yacimientos de areniscas se analiza con los coeficientes de reflexión de la onda *P*. Nuestro modelo para yacimientos de arenas con gas es sencillo y consiste de una arena que contiene gas encajonada en arcillas. La Figura 1.9 muestra un conjunto de curvas de coeficientes de reflexión para la interfase del modelo, calculados para un rango de coeficientes de reflexión de incidencia normal R_0 .

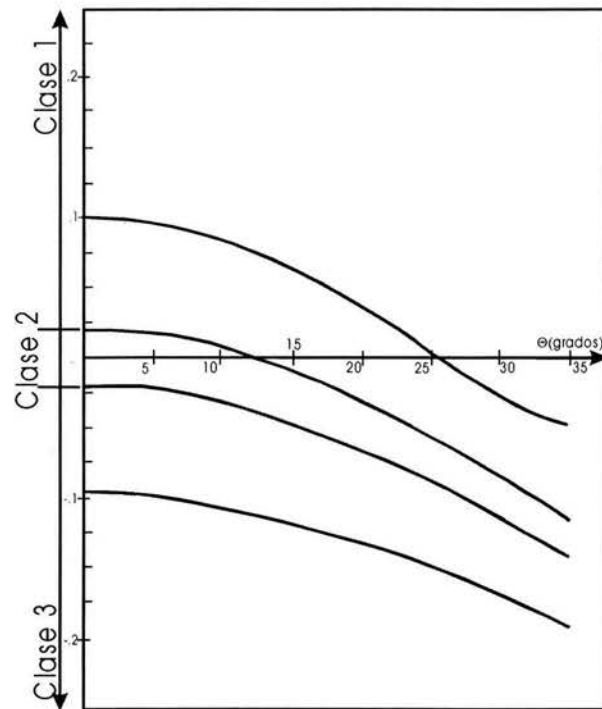


Figura 1.9 Coeficientes de reflexión para la onda P en interfase de arcilla-arena con gas para un rango de valores de R_0 . La relación de Poisson y la densidad de la arcilla se considero como 0.38 y 2.4 g/cm^3 respectivamente y para la arena con gas 0.15 y 2.0 g/cm^3 respectivamente. (Rutherford y Williams, 1989)

Las curvas en la Figura 1.9 fueron calculadas para relaciones de Poisson de las arcillas y arenas con gas de 0.38 y 0.15 respectivamente y densidades de 2.4 y 2.0 g/cm^3 respectivamente.

Las curvas en la Figura 1.9 pueden dividirse en tres clases como se marca en la figura: arenas de alta impedancia (Clase 1), impedancias cercanas entre arenas y arcillas (Clase 2), arenas de baja impedancia (Clase 3).

Las posibles respuestas *AVO* para una interfase entre arcilla y arenas con gas pueden tener una forma uniforme. Sin embargo, no estamos interesados en establecer líneas exactas de demarcación entre las clases de reflectores de arenas con gas, por lo que proponemos fronteras no bien definidas en términos de los contrastes de impedancias de incidencia normal que crean rangos en la uniformidad de las respuestas *AVO* con características similares.

CLASE 1 ARENAS DE ALTA IMPEDANCIA

Las arenas de la clase 1 tienen impedancias más grandes que las del medio encajonante, que usualmente son arcillas. En una interfase arcilla-arena, para estas arenas se tiene un R_0 muy grande y positivo. La cima de la curva en la Figura 1.8 es representativa de las arenas Clase 1, la cual normalmente se encuentra en ambientes terrestres de rocas duras. Estas arenas son maduras, y han sufrido una compactación de moderada a alta.

Los coeficientes de reflexión de una arena de alta impedancia son positivos para la incidencia normal e inicialmente decrecen en magnitud con el *offset*. La magnitud del rango de cambio de amplitud con el *offset* (llamado "gradiente") para una arena de la clase 1 es normalmente más grande que para las clases 2 y 3. El gradiente depende del R_0 , así como del contraste de la relación de Poisson a través de la interfase. En general, el gradiente decrece conforme R_0 disminuye para un decremento en la relación de Poisson.

La magnitud de la reflectividad para una arena de la clase 1 inicialmente decrece con el *offset* y puede cambiar de polaridad si se tiene un rango adecuado de ángulo/*offset*. En el mejor de los casos, los sismogramas sintéticos de incidencia normal no predicen exactamente la amplitud de la respuesta de reflexión de una arena clase 1 sobre datos apilados. Si el cambio de polaridad es muy pronunciado, la respuesta de reflexión puede cancelarse en el apilamiento del CMP² o puede tener una polaridad opuesta a la predicha por el modelo de incidencia normal.

Entonces, el coeficiente de reflexión de las arenas clase 1 tiene una amplitud alta, los cambios fraccionales en la amplitud son posibles si la reflectividad en las trazas lejanas es cercana a cero. Así, los efectos dramáticos de AVO son posibles. La Figura 1.10 muestra el cambio fraccional en el coeficiente de reflexión desde los *offsets* cercanos a los lejanos como una función de R_0 . La curva en la Figura 1.10 fue generada utilizando la aproximación de Shuey (1985) para calcular $\Delta R(\theta_m)$

² CMP: *common mid point* (punto medio común)

$$\Delta R(\theta_m) = \frac{|R_0 - R(\theta_m)|}{|R_{\min}|} \quad \dots (43)$$

donde $R(\theta_m)$ es el coeficiente de reflexión para el ángulo de reflexión θ_m y $|R_{\min}|$ es el menor de los $|R_0|$ y $|R(\theta_m)|$. Así el cambio fraccional está referido a la reflectividad de la traza cercana o lejana de acuerdo a la que sea menor en magnitud. Nótese que en la Figura 1.10 los cambios fraccionales de reflectividad son posibles para las arenas de la clase 1, particularmente en aquellos asociados con valores grandes de R_0 .

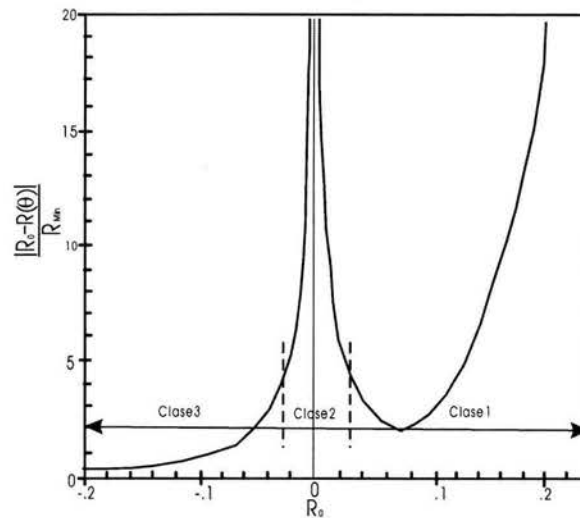


Figura 1.10 Cambio fraccional en los coeficientes de reflexión para una interfase de arcilla-arena con gas sobre un rango angular de 0 a 30 grados. (Rutherford y Williams, 1989)

CLASE 2 ARENAS CON CONTRASTE DE IMPEDANCIAS CERCANAS A CERO.

Una arena clase 2 tiene casi la misma impedancia que el material encajonante. Se trata de una arena moderadamente compacta y consolidada. Las dos curvas centrales de la Figura 1.9 representa un rango de respuestas posibles de AVO en arenas de clase 2.

Entonces los coeficientes de reflexión de cero *offset* de arenas clase 2 son cercanas a cero, los cambios fraccionales grandes en la reflectividad desde los *offsets* cercanos hasta los lejanos puede ocurrir (Figura 1.10) mejorando la

detección de estas arenas. Los gradientes asociados con arenas de la clase 2 usualmente son grandes en magnitud pero generalmente más pequeños que aquellos de las arenas de clase 1. La reflectividad de los *offsets* pequeños de las arenas de la clase 2 son cercanos a cero y suelen no detectarse con la presencia de ruido. Las reflexiones comienzan a aparecer de repente en los *offsets* largos cuando las amplitudes de reflexión sobrepasan el nivel de ruido.

Un cambio de polaridad ocurre si R_0 es positivo, pero normalmente no se detecta, debido a que se diferencia en los *offsets* cercanos donde la señal está por debajo del nivel de ruido.

Las arenas de la clase 2 pueden o no corresponder con anomalías de amplitud sobre los datos apilados. Si se tiene disponible un rango adecuado de ángulos, el aumento de amplitud con el *offset* puede ser el suficiente para producir una respuesta anómala sobre los datos apilados. Las arenas en el Golfo de México frecuentemente exhiben estas características. Los sismogramas sintéticos de incidencia normal son totalmente inadecuados para describir la respuesta de las arenas de la Clase 2 sobre datos sísmicos apilados. Las técnicas de inversión empleando datos apilados son también altamente cuestionables para estas arenas. (Rutherford y Williams, 1989).

CLASE 3 ARENAS DE BAJAS IMPEDANCIAS

Las arenas de la clase 3 tienen impedancias más bajas que el medio encajonante. Estas arenas tienen normalmente baja compactación y son poco consolidadas. Las arenas del plio-pleistoceno del Golfo de México típicamente son arenas de la clase 3. Muchos de los primeros usos del *AVO* involucraron la validación de anomalías de amplitud asociadas con arenas impregnadas de gas de la clase 3.

Las arenas de la clase 3 tienen anomalías de amplitud sobre los datos sísmicos apilados y tienen reflectividades grandes en todos los *offsets*. Sus gradientes usualmente son significativos pero de menor magnitud que los de las arenas de la clase 1 y 2, entonces sus coeficientes de reflexión de incidencia normal son

siempre negativos. Las arenas de la clase 3 generalmente no tienen cambios fraccionales grandes para *offset* cercanos o lejanos (Figura 1.10) En algunas ocasiones los cambios de amplitud con el *offset* son demasiado pequeños de tal forma que no se detectan debido al efecto de sintonía, a la atenuación, al arreglo de registro y a que la relación señal-ruido decrece con el *offset*. Por esto, las arenas de la clase 3 algunas veces tienen respuestas de amplitud altas que están relativamente aplanadas con el *offset*.

Los cambios de polaridad no están asociados con las arenas de la clase 3. Por lo que, el apilamiento de los CMP no produce efectos catastróficos y los sismogramas sintéticos de incidencia normal generalmente proveen el carácter adecuado para ligarlos con los datos sísmicos. El apilamiento por punto medio común (CMP) todavía falsea la respuesta de *offset* cero y puede ser inapropiada para usarlo en la inversión sísmica; sin embargo los efectos no son tan pronunciados como para las clases 1 y 2. (Rutherford y Williams, 1989).

1.8 ACTUALIZACIÓN DE LA CLASIFICACIÓN DE ARENAS CON GAS

La clasificación de las arenas también puede basarse en la posición de las reflexiones de interés en las gráficas cruzadas de A contra B, de acuerdo a lo establecido por Castagna y Swan, 1997. Ya que la tendencia de fondo en una ventana de espacio y tiempo puede definirse fácilmente si los datos sísmicos tienen la amplitud correctamente calibrada o con los datos sísmicos por sí mismos cuidando excluir las zonas que contienen hidrocarburos y pueden estar escondidas. Las reflexiones de las cimas de arenas con gas son graficadas debajo de la tendencia de fondo y las reflexiones de la base de la arena con gas se grafican por encima de la tendencia. La clasificación basada en este criterio coincide con la clasificación de Rutherford y Williams (1989) con la diferencia de que su clase III (impedancia baja) se subdivide en dos clases (la III y la IV). Las arenas de la clase IV son altamente significativas ya que muestran un comportamiento *AVO* contrario a las reglas establecidas y están

presentes en muchas cuencas en todo el mundo, incluyendo el Golfo de México. (Ver Figura 1.11)

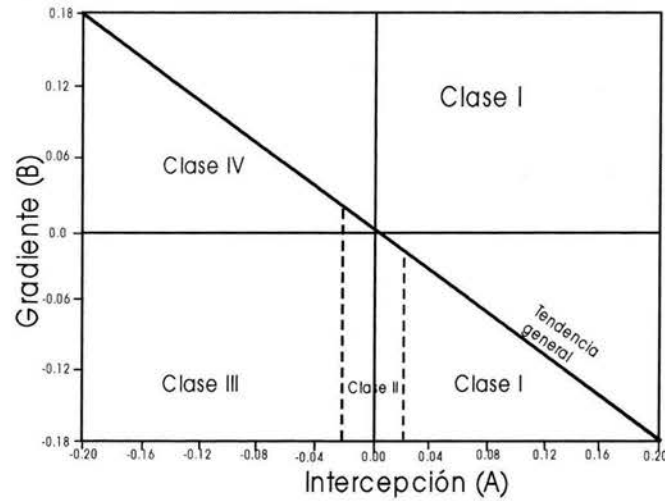


Figura 1.11 Clasificación de las arenas basada en la distribución de las gráficas cruzadas. (Castagna y Swan, 1997)

De acuerdo a lo anterior, la clasificación mas actual de las arenas con gas se resume en la Tabla 1 en la que vale la pena resaltar que la clase IV tiene un comportamiento anómalo ya que su gradiente *AVO* es positivo y su amplitud disminuye con el incremento del offset.

CLASE	IMPEDANCIA RELATIVA	CUADRANTE	A	B	VARIACIÓN DE LA AMPLITUD CON EL OFFSET
I	Más alta que la unidad encajonante	IV	+	-	Decrece
II	Casi mismos valores que la unidad encajonante	II, III ó IV	+ ó -	-	Incrementa o disminuye; puede cambiar de signo
III	Más bajo que la unidad encajonante	III	-	-	Incrementa
IV	Más bajo que la unidad encajonante	II	-	+	Disminuye

Tabla 1 Resumen del comportamiento de las diferentes arenas con gas (Castagna y Swan, 1997).

La Figura 1.12 muestra el comportamiento de la clase IV de acuerdo a la clasificación de Rutherford y Williams, hay que notar que los coeficientes de reflexión de la clase III y la IV son iguales, pero la magnitud de los coeficientes

de reflexión de las arenas de la clase IV decrece con el ángulo de incidencia mientras que en la clase III la magnitud de los coeficientes de reflexión se incrementa.

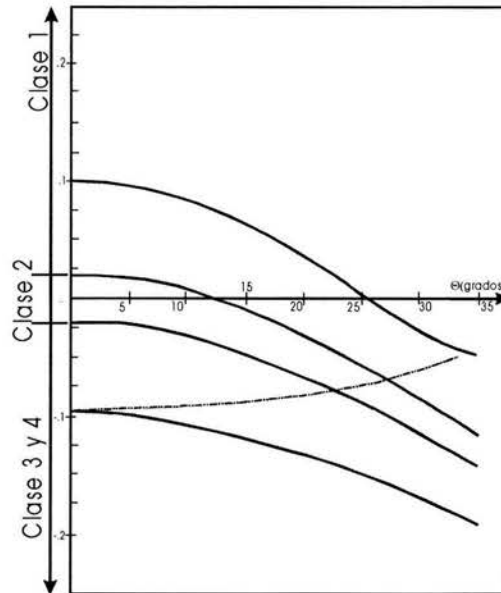


Figura 1.12 Clasificación de las arenas con gas de Rutherford y Williams modificada por Castagna en la que la línea punteada describe el comportamiento de la clase IV (Castagna y Swan, 1997).

CAPÍTULO II

INTERPRETACIÓN GEOFÍSICA Y GEOLÓGICA

2.1 DELIMITACIÓN DEL ÁREA

El área en estudio está localizada en el Golfo de México al noreste de la cuenca de Macuspana y se clasifica como una subcuenca de esta.

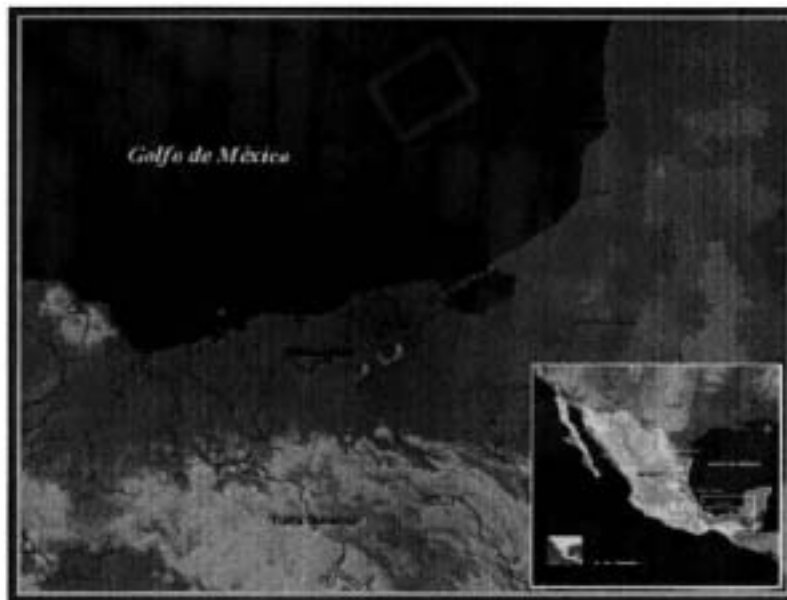


Figura 3.1 Localización del área de estudio

Los límites de la cuenca de Macuspana, no están bien definidos, sin embargo puede considerarse que por lo menos dos de ellos han sido aceptados por todos los autores: al este, la plataforma de Yucatán y al sur, las estribaciones de la Sierra de Chiapas. Por lo que respecta a los otros dos, el límite norte queda dentro del Golfo de México, sin saberse a ciencia cierta hasta donde pueda llegar. El límite oeste es incierto, algunos autores lo determinan como el Macizo de Jalpa y otros como el Anticlinal de la Sierra de Chiapas. (AMGP, 1999)

2.2 ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

Las edades que se conocen sobre los sedimentos de Macuspana varían en edad del Eoceno al Reciente. Para el área de nuestro interés, las edades que se involucran son el mioceno tardío y el plioceno temprano y medio.

El mioceno medio y tardío permanecen indiferenciados debido a la ausencia de fósiles índice y a los grandes cambios laterales de facies que son muy frecuentes. Aún así, se han diferenciado tres formaciones para estas edades:

- 1) Encajonado: Consiste de potentes cuerpos de arena clara, fina a gruesa, bien clasificada, casi siempre arcillosa que alterna con delgadas capas de lutita gris verdoso, suave y lechos de arenisca, que aunque delgados, ocurren con mayor frecuencia. La macrofauna es escasa y la microfauna no existe, debido a que la formación se depositó en aguas marinas muy someras. Ocasionalmente se observan lechos muy delgados de lignita¹.
- 2) Zargazal: Esta representado por cuerpos alternados de lutita y arena, siendo sus espesores muy variables. La lutita de colores gris verdoso, gris azulado y azul verdoso, suave, plástica y ocasionalmente pegajosa. La arena es de color gris claro, a veces muy gruesa, y en raras ocasiones se observa grava. Sus características son: la presencia de lechos de lignita y abundantes restos de macrofauna en toda la formación.
- 3) Belém: Consiste predominantemente de arcilla de colores gris azulado, azul verdoso, gris verdoso, café rojizo y gris claro, suave, plástica alternando con delgadas capas de arena gris claro, amarilla y rojiza, fina a muy gruesa. Ocasionalmente se observan delgados lechos de grava café, amarillento, fino. Delgadas bandas de lignita o arcilla de color gris oscuro o negro, que

¹ **Lignita:** Arcilla de color gris oscuro o negro.

se presentan de una manera irregular. Los restos de macrofauna constituyen delgados bancos, sobre todo en la parte inferior de la formación.

PLIOCENO

Si existe, es prácticamente imposible distinguirlo de la formación Belém. Con la diferencia de que las facies de lignita tiene espesores mínimos de 10 m .

A fines del mioceno temprano o a principios del tiempo de depósito del Encajonado, los mares miocénicos inician su retirada, pues los sedimentos corresponden con las facies arenosa de la formación citada, lo que sugiere mares más someros. Esta retirada es bastante clara del Encajonado en adelante, pues los sedimentos corresponden a mares poco profundos, a marismas e inclusive a pantanos, como lo demuestra la casi completa esterilidad de estas formaciones, por lo que al contenido de foraminíferos se refiere; así como de la presencia de material carbonoso en la cima del Encajonado al Reciente. (AMGP, 1999)

2.3 MODELADO GEOLÓGICO

La metodología utilizada para proponer los modelos geológicos fue: conocer los antecedentes de la cuenca (mencionados anteriormente), consultar mapas paleobatimétricos y de litofacies, correlacionar con registros de pozos, conocer las secuencias estratigráficas, realizar interpretación sísmica, generar mapas de atributos y ajustar los modelos geológicos conforme a cuencas análogas.

En los siguientes mapas paleobatimétricos y de litofacies del Plioceno Temprano y Medio (Figuras 3.3 y 3.4) se puede observar un retroceso del ambiente Batial Superior y un avance de los ambientes Neríticos de la cuenca Marina de Macuspana en comparación con los ambientes de mioceno tardío (Figura 3.2).

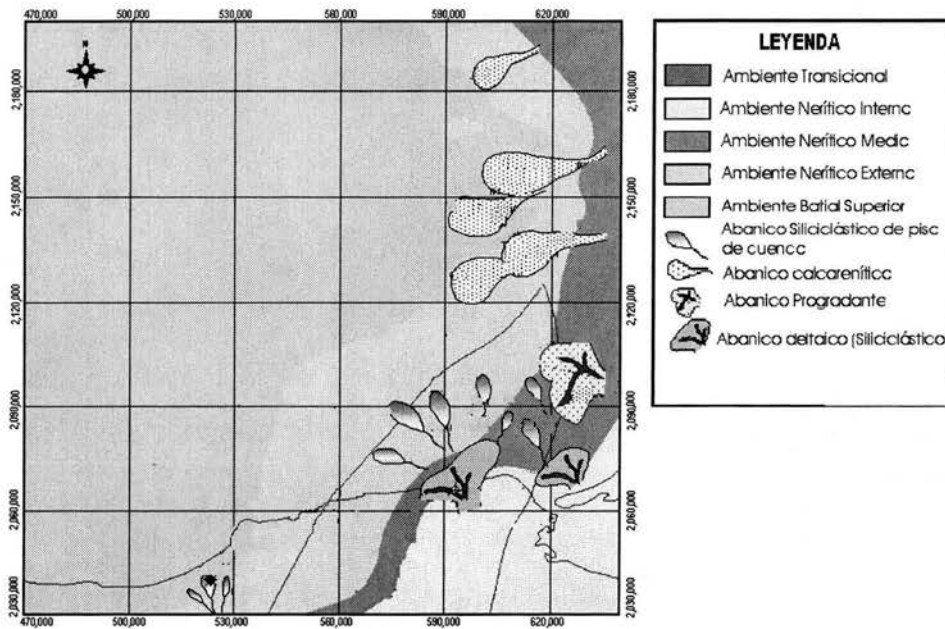


Figura 3.2 Mapa Paleobatimétrico y de Litofacies del Mioceno Tardío para la cuenca de Macuspana.

Al tener muy cerca de la cuenca el límite de la costa existieron condiciones favorables para que se desarrollaran sistemas deltaicos los cuales aportaron gran cantidad de sedimentos siliciclásticos al Sur y Centro de la Cuenca, aunque en la parte Norte existieron abanicos progradantes que depositaron sedimentos carbonatados y hacia la parte profunda, se desarrollaron abanicos calcareníticos.

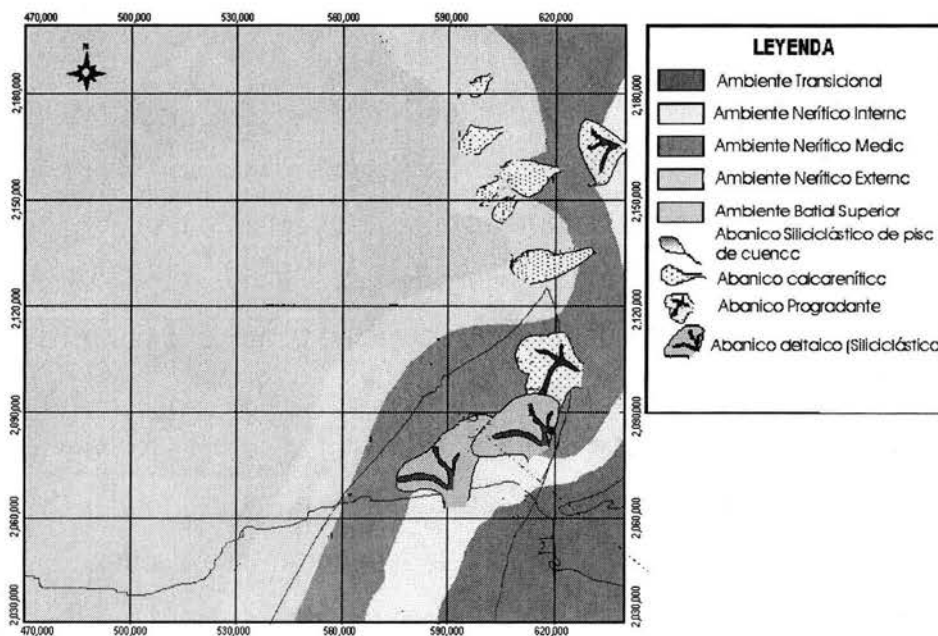


Figura 3.3 Mapa paleobatimétrico y de litofacies del plioceno temprano de la cuenca de Macuspana.

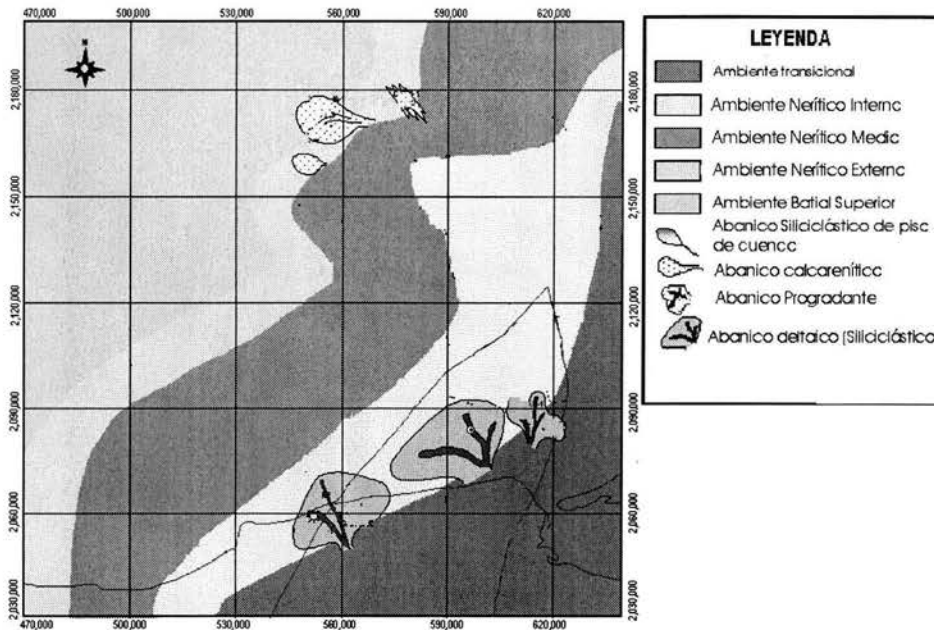


Figura 3.4 Mapa de paleobatimetría y de litofacies de la Cuenca de Macuspana para el plioceno medio.

Los mapas paleobatimétricos y de litofacies fueron elaborados en base al estudio de foraminíferos planctónicos y bentónicos, recuperados de las muestras de canal de pozos exploratorios principalmente, sobre estos mapas se basó la interpretación definiendo los sistemas sedimentarios y el tipo de sedimentos que se depositaron.

También se consideraron los análisis de registros de pozos y evaluaciones petrofísicas (Figura 3.7) así como la interpretación de secuencias estratigráficas (Figura 3.5 y 3.6).

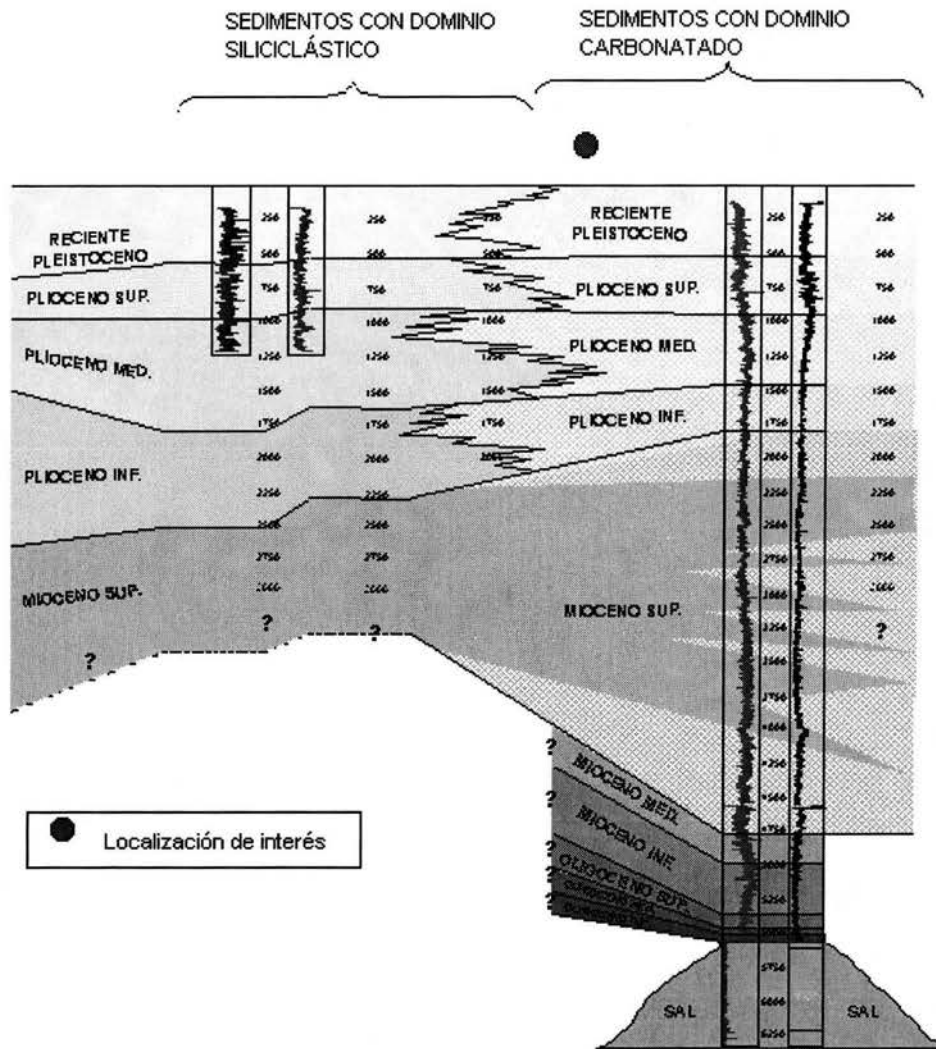


Figura 3.5 Sección estratigráfica de la zona circundante de la localización de interés. Obsérvese el cambio de facies en las diferentes edades involucradas en la columna.

La sección estratigráfica, se generó a partir de registros geofísicos disponibles en pozos cercanos a la localización de interés, con el objeto de ubicarla en tiempo geológico.

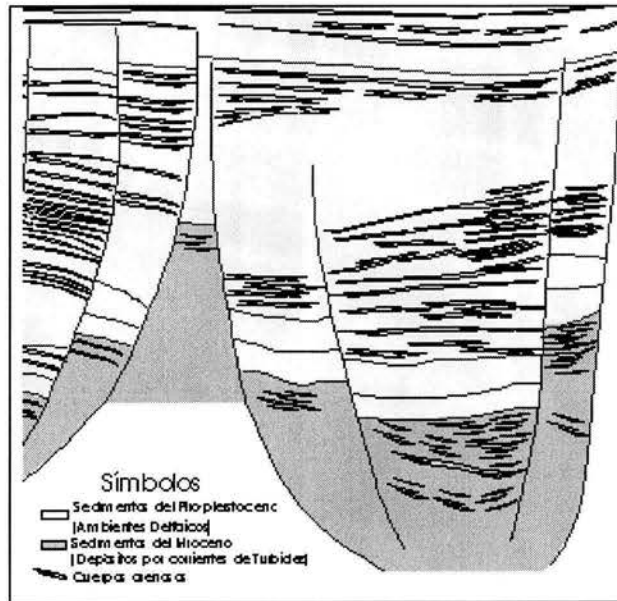


Figura 3.6 Sección estratigráfica-estructural, el círculo rojo ubica la zona de interés.

La sección estructural proporciona una idea general sobre la estructura en la que se encuentra la anomalía a la que se dedica esta tesis, es decir, que se encuentra contenida en el bloque caído entre dos fallas normales por lo que se clasifica como un graben; además se muestra la distribución de cuerpos arenosos, que son de especial interés, para el estudio *AVO* que se realizará más adelante.

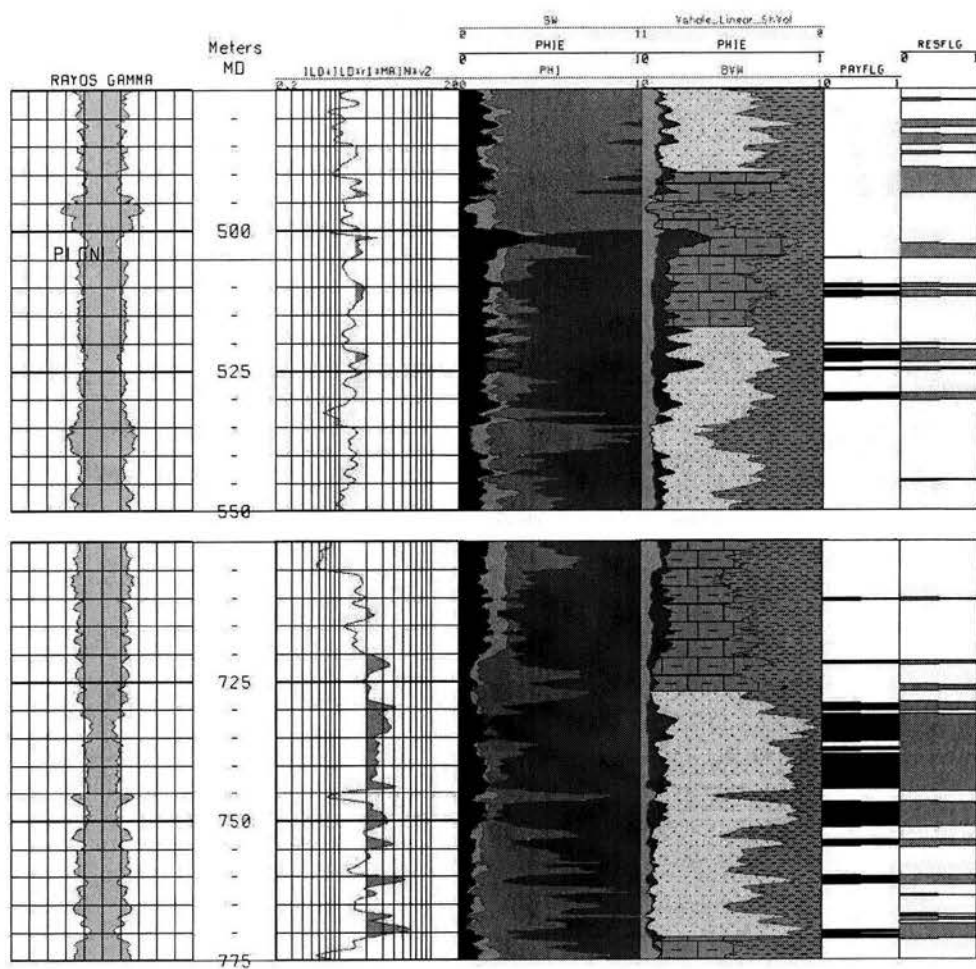


Figura 3.7 Registros Geofísicos de un pozo cercano a la localización de interés.

Con base en los registros de resistividad, rayos gama y porosidad de varios pozos por ejemplo los mostrados en la Figura 3.7 que corresponde a un pozo cercano al área tentativa, se determinó el contenido de arcillas, arenas, carbonatos, y fluidos de la zona.

De acuerdo con la información recopilada se generaron tres modelos geológicos, uno para cada edad de interés, en los que se puede observar la evolución de los ambientes de depósito y por tanto la variación en el tipo de sedimentos de que se constituye la cuenca para los tiempos mencionados.

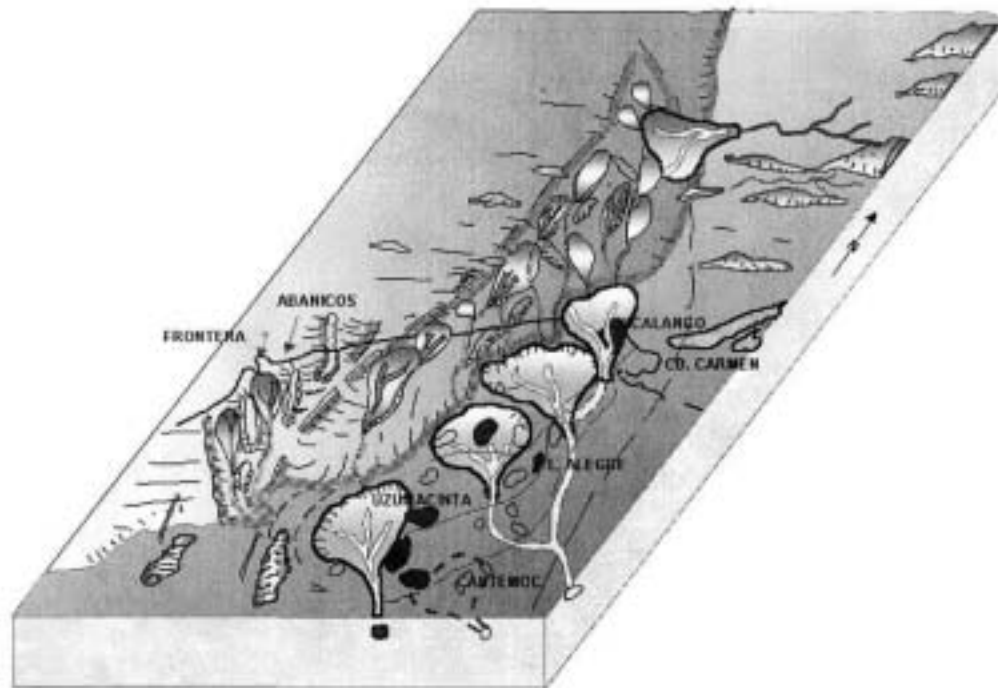


Figura 3.8 Modelo Geológico de la cuenca de Macuspana para el mioceno tardío. Nótese que la casi la mitad de la cuenca se constituye de material terrestres y se tiene gran variedad de sedimentos.

Las Figuras 3.8, 3.9 y 3.10 muestran los diferentes modelos geológicos para el mioceno superior, el plioceno temprano y el plioceno medio, en los que se observa el retroceso gradual del mar y su repercusión en los tipos de sedimentos que fueron depositados en el área de interés.

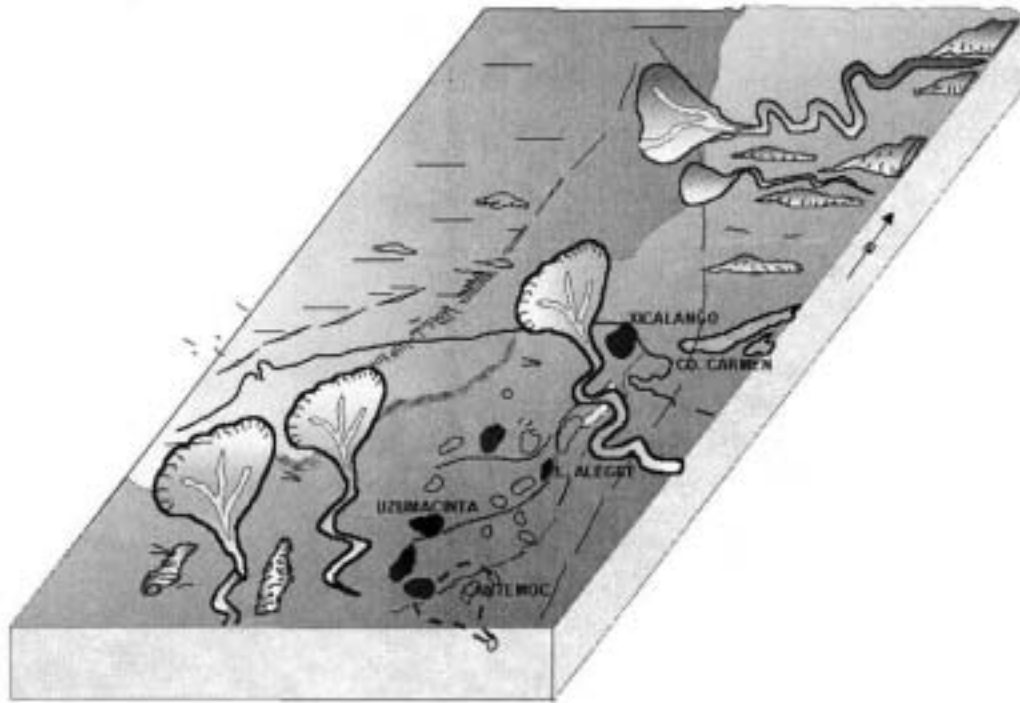


Figura 3.9 Modelo Geológico de la cuenca de Macuspana para el plioceno temprano. En el cual disminuye notoriamente el aporte de abanicos progradantes y la desaparición de abanicos silicioclásticos de piso de cuenca.

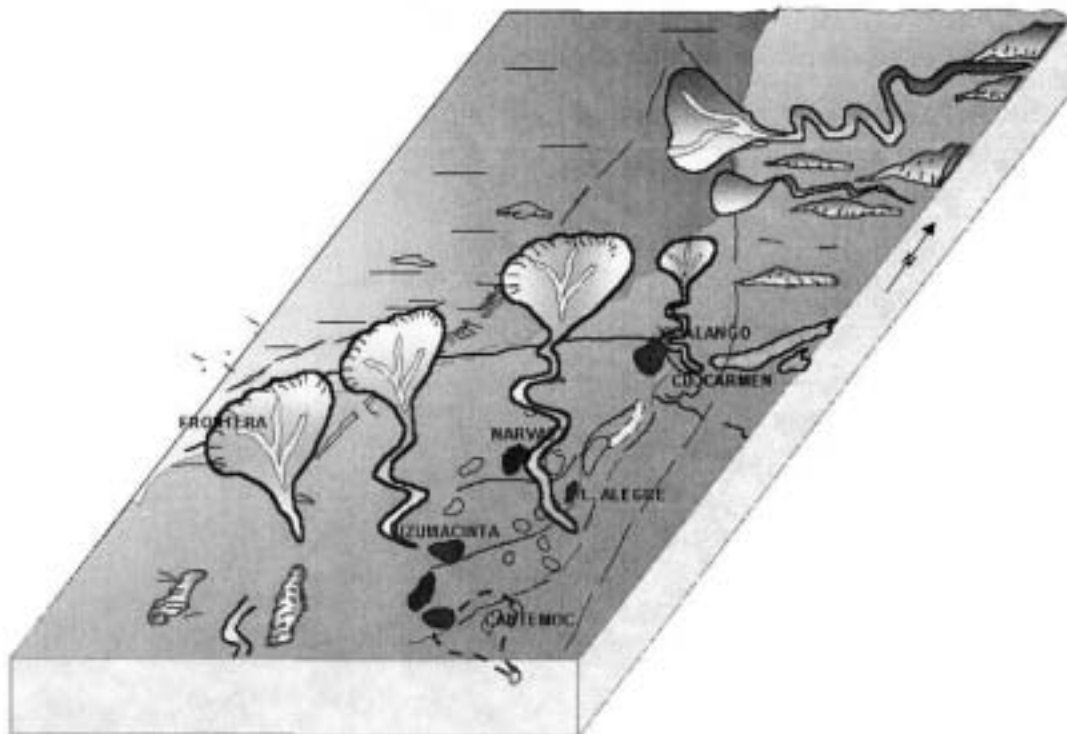


Figura 3.10 Modelo Geológico de la Cuenca de Macuspana para el Plioceno Medio. En la que se observa el avance de la línea de costa y el aumento de depósito de abanicos progradantes.

Definiendo de esta forma al modelo geológico propuesto para el Plioceno y Pleistoceno como un sistema deltáico, con dirección de aporte Sureste-Noreste, que tuvo progradaciones y regresiones durante las edades mencionadas anteriormente, aportando gran cantidad de arenas de tipo siliciclásticas durante la secuencia "*Lowstand system track*"² en la parte sur y media de la cuenca de Macuspana, desarrollándose en todo el frente deltaico hacia el borde occidental de la misma cuenca, área en donde se encuentran pozos productores. (Castellanos y Hernández, 2003)

² ***Lowstand system track***: sistema de depósito durante el tiempo en que el nivel del mar se encuentra por debajo del límite de la plataforma.

2.4 INTERPRETACIÓN SÍSMICA

Las mejoras en la adquisición de datos sísmicos y las técnicas de procesamiento han hecho posible observar información geológicamente significativa en los registros sísmicos. Nuevos tipos de medidas ayudan en la localización y análisis de rasgos geológicos, incluyendo algunas acumulaciones de hidrocarburos.

Debido a que el tema central de esta tesis es la variación de la amplitud con respecto del *offset* (distancia fuente receptor), en la etapa de la interpretación sísmica, la principal labor fue identificar, alguna de las anomalías características del AVO (*bright spot*³, *dim spot*⁴, inversiones de polaridad, etc.) a través del cubo sísmico.

Considerando que el cubo tiene la siguiente distribución de *inlines* y *crosslines*: (0,0), (0,2400), (400,0) y (400,2400). En el análisis del cubo se detectaron dos anomalías de especial interés, que pueden clasificarse como *bright spots*, una de las cuales presenta el carácter de punto plano⁵ a 650 ms y otra a 1500 ms en la que se aprecia un alto contenido de amplitud Figuras 3.11 y 3.12 presentadas en una escala de colores que destaca los altos contenidos de amplitud.

³ **Bright spot**: incremento local de amplitud, el cual algunas veces indica una acumulación de hidrocarburos.

⁴ **Dim spot**: decremento local de amplitud, debida algunas veces a la presencia de hidrocarburos en una roca cuya impedancia acústica es apreciablemente más grande que en la roca sobreyacente.

⁵ **Punto Plano**: reflexión sísmica horizontal debida a una interfase entre dos fluidos como gas y agua.

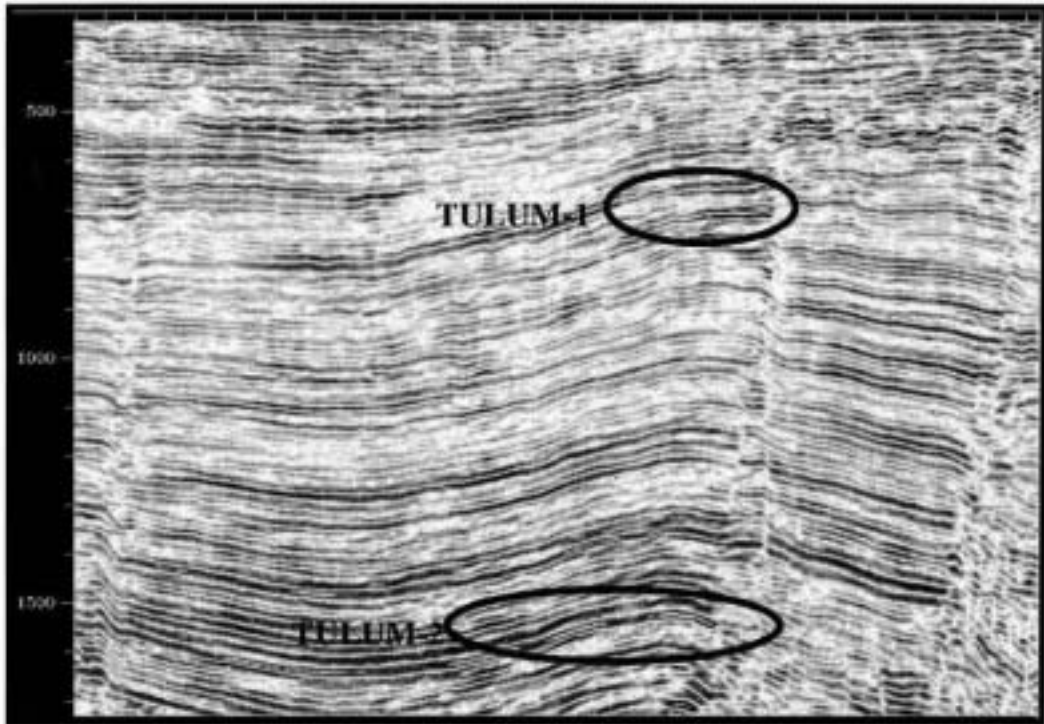


Figura 3.11 Línea 171 en la que se observan claramente las anomalías TULUM-1 que se clasifica como punto plano y TULUM-2 como punto brillante.

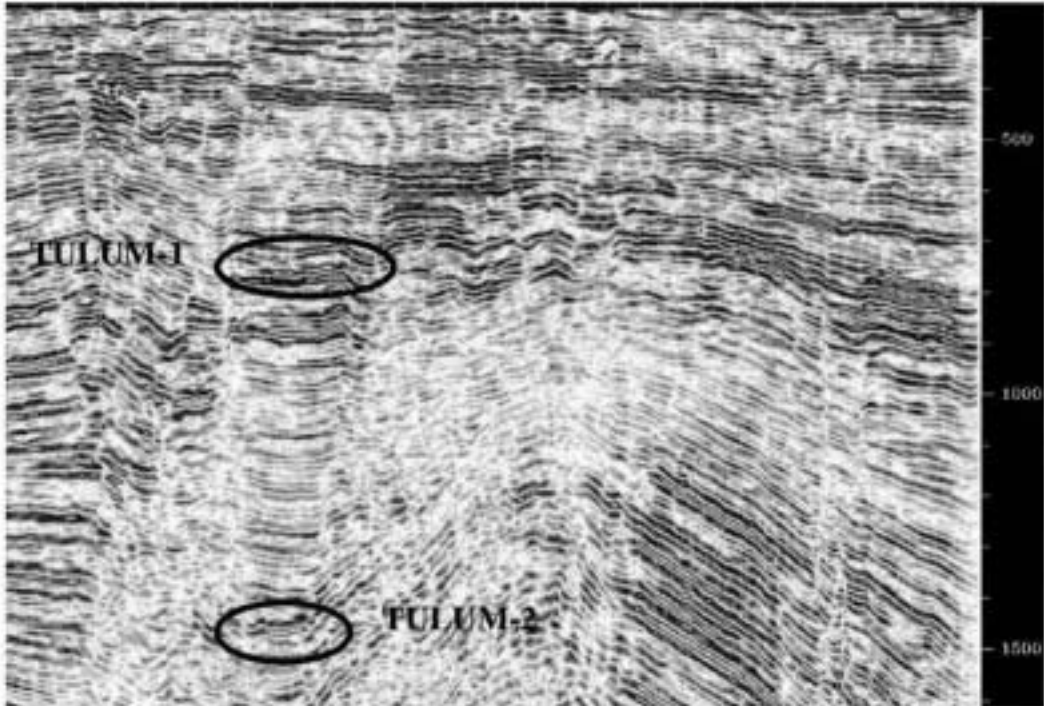


Figura 3.12 Traza 2255 que muestra las anomalías en forma ortogonal a la Figura 3.11.

Con base en lo anterior, se eligieron los horizontes objetivos para mapear tales anomalías. Así, se inició la interpretación sísmica de los horizontes TULUM-1 y TULUM-2 en la aplicación de interpretación Seisworks 3D, en los saltos de las fallas encontradas, se dificultó un poco el identificar la continuación de los horizontes sin embargo, se solucionó con el uso de herramientas de correlación propias del software como lo es el polígono de correlación, así se obtuvieron los siguientes resultados

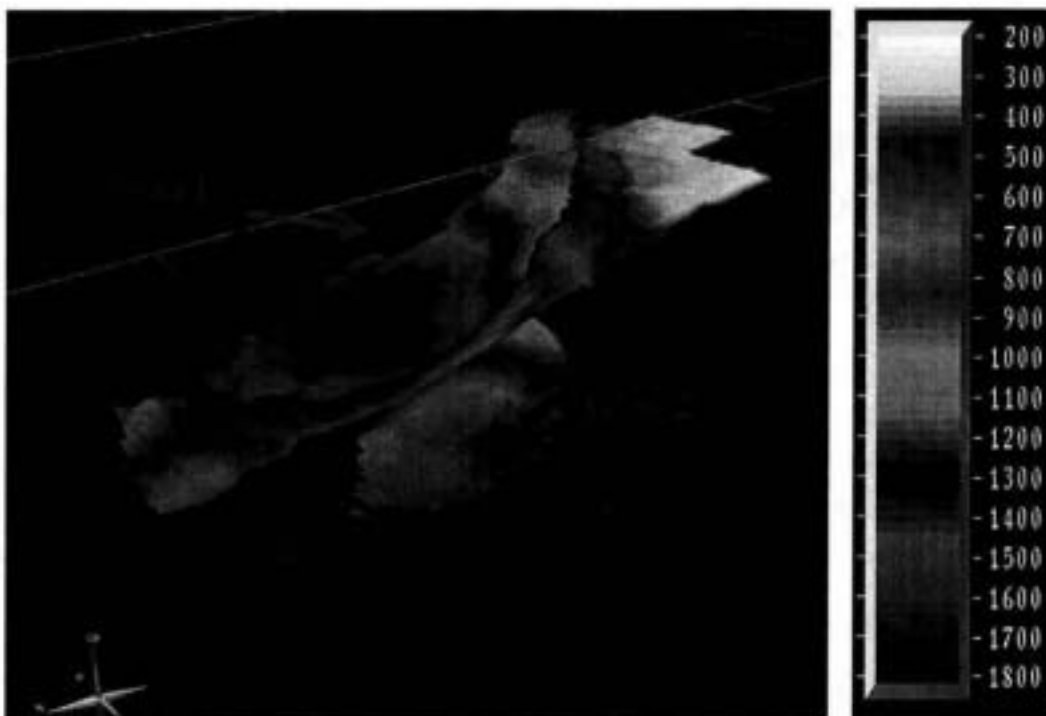


Figura 3.13 Horizontes TULUM-1 y TULUM-2 interpolados. En esta Figura se observa la forma de la cuenca a la que pertenecen los dos horizontes.

La Figura 3.13 muestra los mapas interpolados de la interpretación sísmica de TULUM-1 que es el horizonte superior y de mayor dimensión, así como de TULUM-2 que se ubica por debajo del primer horizonte, ambos visualizados en 3D. En esta Figura se puede observar al igual que en las Figuras 3.11 y 3.12 que se encuentran limitados por dos fallas normales, en lo que se puede considerar como una subcuenca o minicuenca de la cuenca de Macuspana.

2.5 ATRIBUTOS DE LA TRAZA SÍSMICA

El análisis de la traza sísmica como componente de una señal analítica permite la transformación a coordenadas polares y las medidas de cantidades llamadas “envolvente de amplitud” y “fase instantánea”. Estos suman varias cantidades derivadas de ellas que son llamadas medidas de atributos que pueden codificarse por colores en secciones sísmicas. Tales colores permiten al interprete asociar las medidas y sus cambios con rasgos estructurales, fallas, inconformidades, acumulaciones de hidrocarburos, etc.

Las ondas sísmicas detectadas y registradas normalmente pueden analizarse como una señal analítica que contiene ambas partes tanto la real como la imaginaria, de las cuales solo la parte real es la registrada y mostrada.

Desde este punto de vista, la traza sísmica observada se expresa como:

$$g(t) = R(t) \cos \theta(t)$$

donde $R(t)$ es la amplitud de la traza sísmica y $\theta(t)$ es la fase.

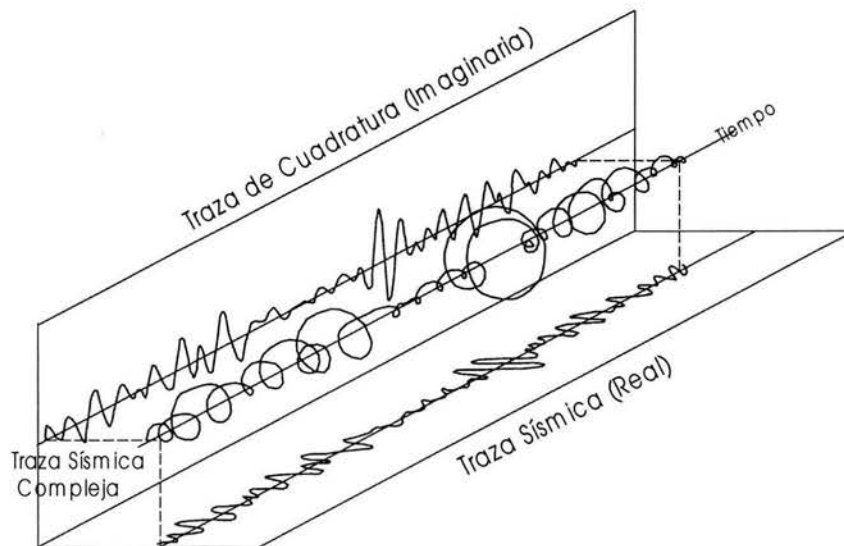


Figura 3.14 Diagrama Isométrico de las componentes de una traza sísmica. (Taner et. al, 1979).

Se puede visualizar como un vector perpendicular al eje del tiempo Figura 3.14 cuya longitud varía como una función del tiempo que también rota sobre el eje del tiempo como función del tiempo. La proyección de este vector rotante sobre el plano real resulta en la traza sísmica convencional $g(t)$. El vector puede proyectarse dentro del plano imaginario para dar la traza de cuadratura expresada por:

$$h(t) = R(t) \sin \theta(t)$$

La técnica de la transformada de Hilbert nos permite generar la traza de cuadratura desde la traza real observada por lo que ambas partes están disponibles para su análisis. (Taner et. al 1979)

Debido a la información que se puede obtener a través de los atributos de la traza sísmica se determinó emplearlos como una herramienta auxiliar del AVO en la definición adecuada de la zona de interés para confirmar las altas amplitudes que se observaron en las secciones sísmicas convencionales.

2.6 AMPLITUD

Considerando los horizontes interpolados, se obtuvo la **amplitud** de cada horizonte Figura 3.15

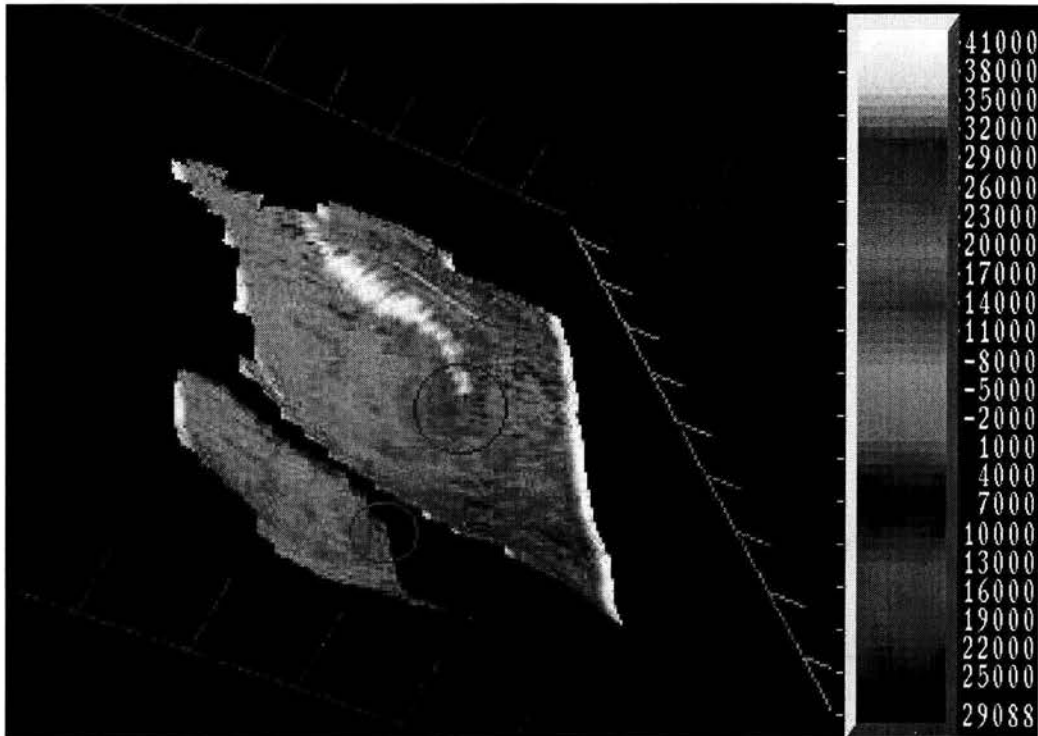


Figura 3.15 Ambos horizontes mostrando la envolvente de amplitud y las anomalías de interés.

La Figura 3.15 muestra anomalías de amplitud en rojo rodeadas de verde y se puede observar que se presentan en ambos horizontes siguiendo una trayectoria casi vertical, que al determinar la localización de estas anomalías concuerdan con la distribución del punto plano y la amplitudes altas detectadas inicialmente en las *Inlines* y *Crosslines*.

2.7 AMPLITUD MEDIA CUADRÁTICA

Un atributo que es muy sensible a los valores extremos de amplitud es la **Amplitud Media Cuadrática** que se calcula por:

$$A_{RMS} = \sqrt{\frac{a_1^2 + a_2^2 + \dots + a_n^2}{n}}$$

donde a_x^2 es el cuadrado de la amplitud de la traza para cada Δt dentro de una ventana de tiempo simétrica al tiempo de interés. (manual de Seisworks 3D)

Cualitativamente ya se tiene confirmado que hay una anomalía de amplitud en las zonas de interés sin embargo, se necesita hacer un análisis cuantitativo, así que se obtuvo la amplitud RMS en los horizontes determinando una ventana de 40 ms para ambos Figuras 3.16 y 3.17.

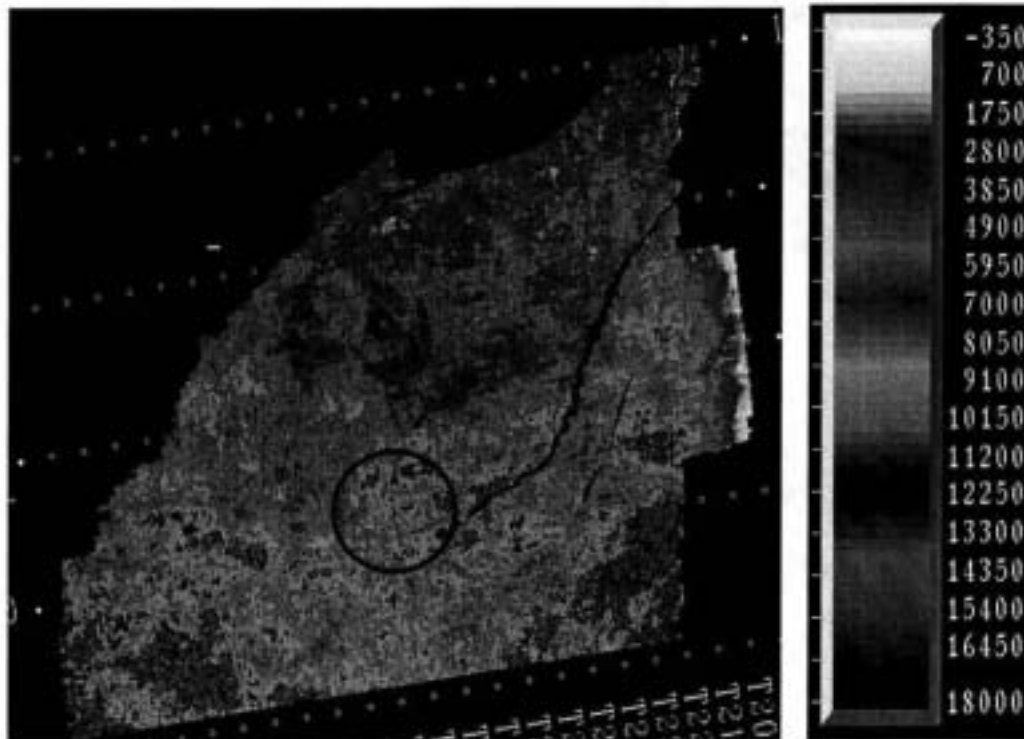


Figura 3.16 Mapa de amplitudes RMS sobre TULUM-1 y su correspondiente escala de colores.

En este mapa de amplitudes RMS se detectan valores ligeramente menores para la zona de interés en el horizonte TULUM-1, en comparación con los valores de amplitudes RMS en TULUM-2.

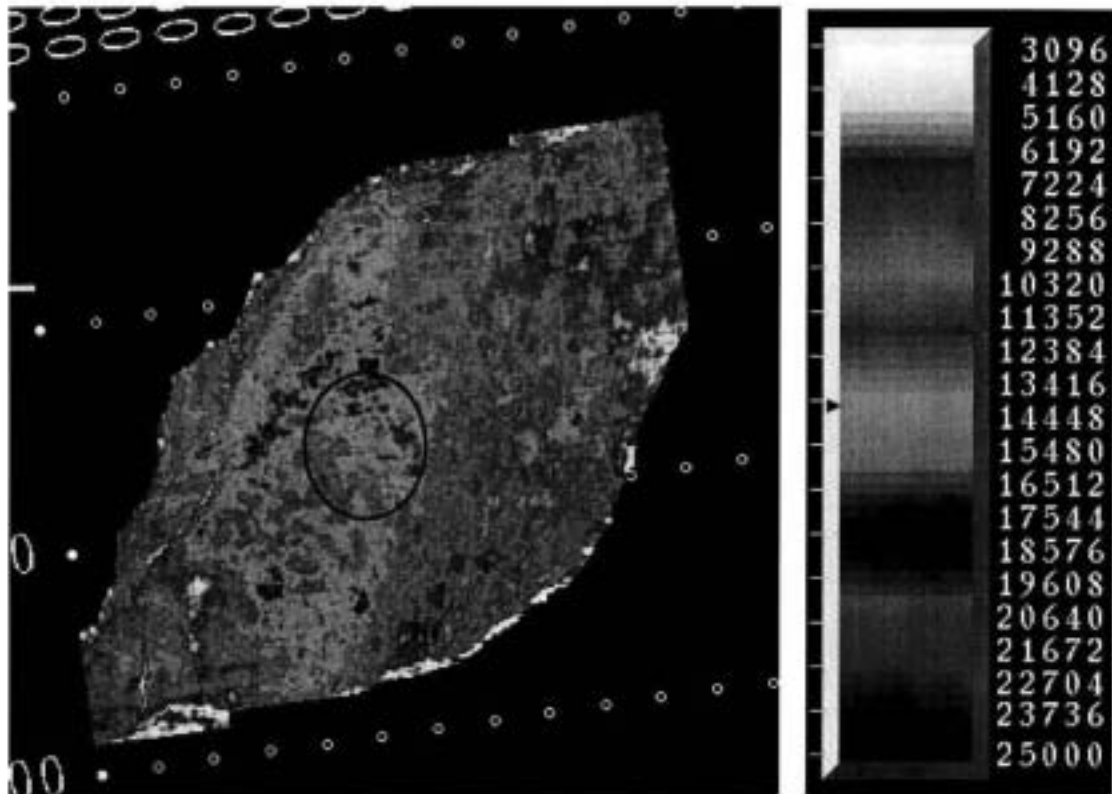


Figura 3.17 Mapa de amplitudes RMS de TULUM 2 en el que se detecta el contenido de altas amplitudes.

2.8 PORCENTAJE DE AMPLITUD POR ENCIMA DE UN LÍMITE

Para visualizar adecuadamente las anomalías de alta amplitud se calcularon mapas que despliegan porcentajes del contenido de amplitudes por arriba de un límite establecido, para este caso, se decidió limitarlo en 20000 y se observó, que de forma similar a los mapas anteriores, para TULUM-1 las amplitudes se encuentran por debajo del límite y en TULUM-2 los porcentajes son mayores a 20000 en las áreas de interés hasta en un 45%.

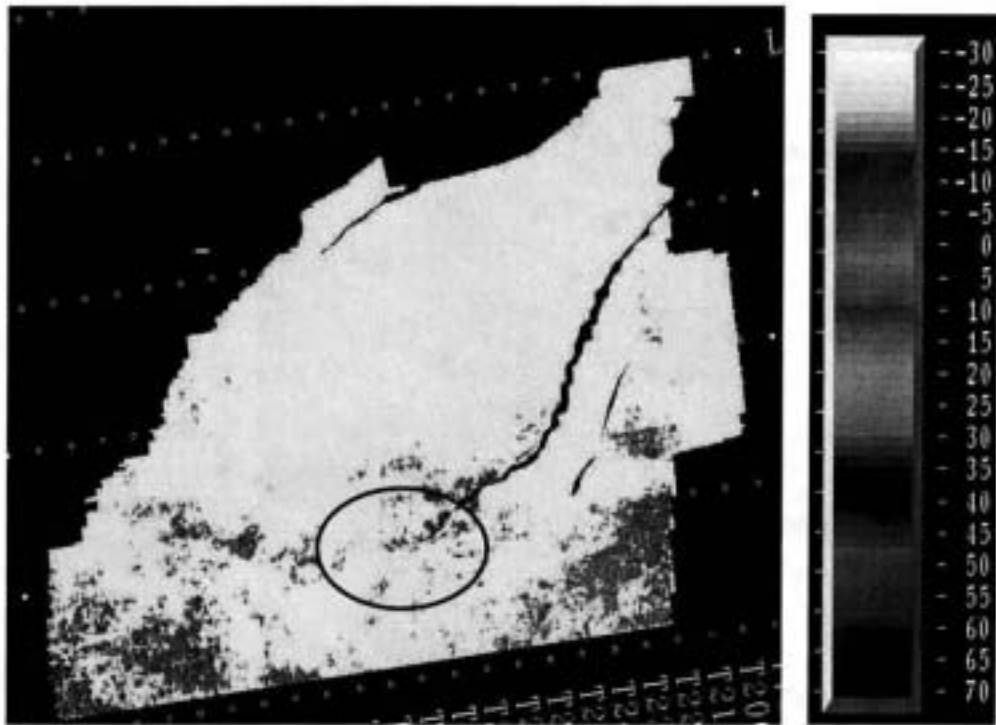


Figura 3.18 Mapa de porcentaje de amplitudes por arriba de 20000 sobre TULUM-1, donde se observa que en la anomalía no se alcanza este límite.

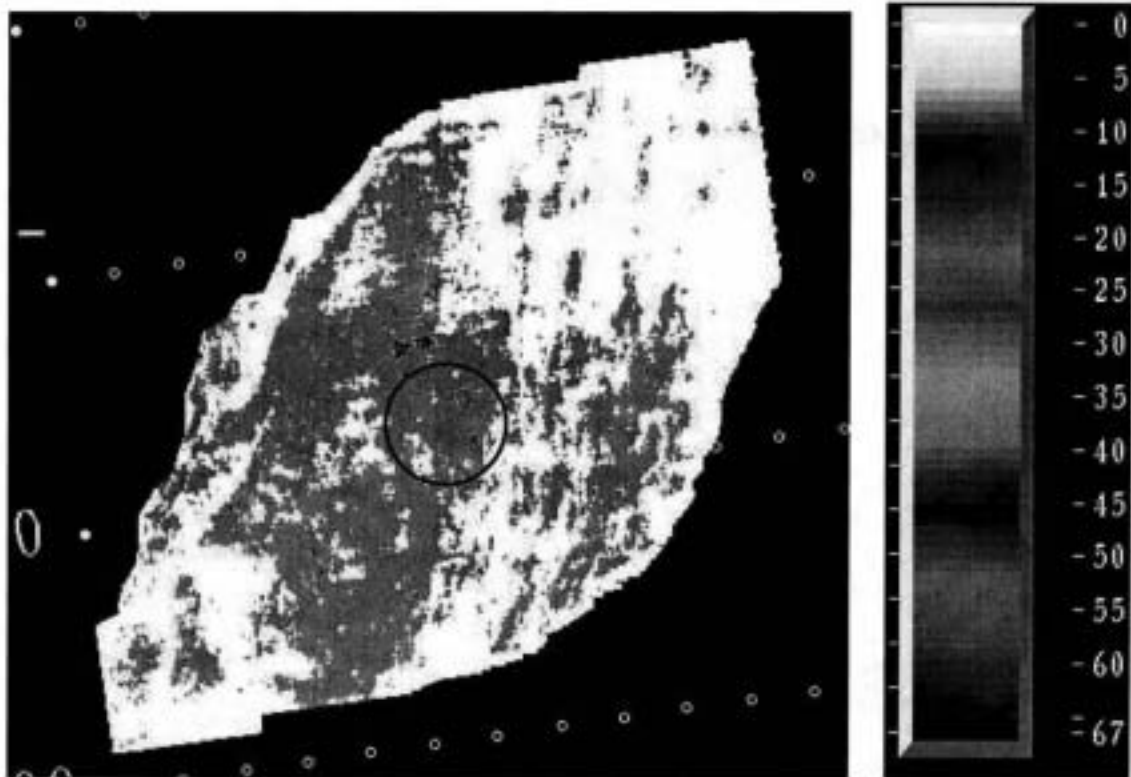


Figura 3.19 Mapa de porcentajes de amplitudes por arriba de 20000 en el horizonte TULUM-2, sobre el cual resalta la anomalía de alta amplitud.

2.9 FRECUENCIA INSTANTÁNEA PROMEDIO

La *Frecuencia Instantánea Promedio* representa el rango de cambio de la fase instantánea como función del tiempo. Este atributo provee de una tendencia dominante de la frecuencia, características que pueden ser asociados con efectos de saturación de gas, fracturamiento o cambios de litología.

En algunos casos, las arenas saturadas de gas atenúan las frecuencias sísmicas más altas, causando frecuencias instantáneas promedio anómalas bajas coincidentes con anomalías de amplitud RMS. (Manual de Seisworks 3D)

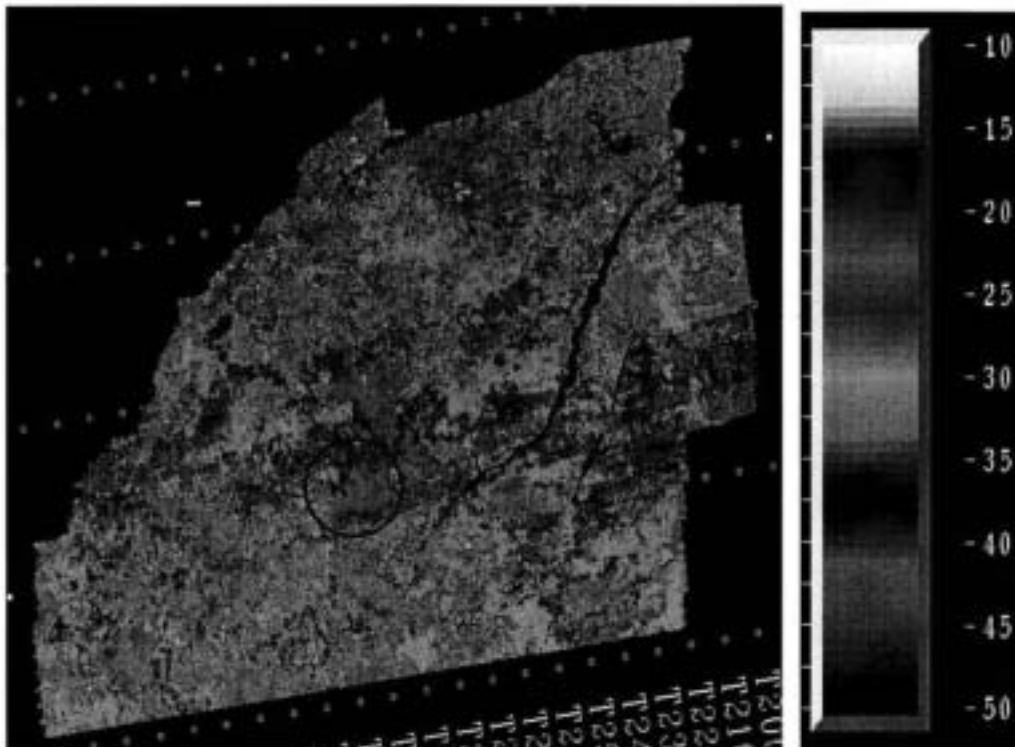


Figura 3.20 Mapa de frecuencia instantánea sobre TULUM-1 en los que se observan valores bajos.

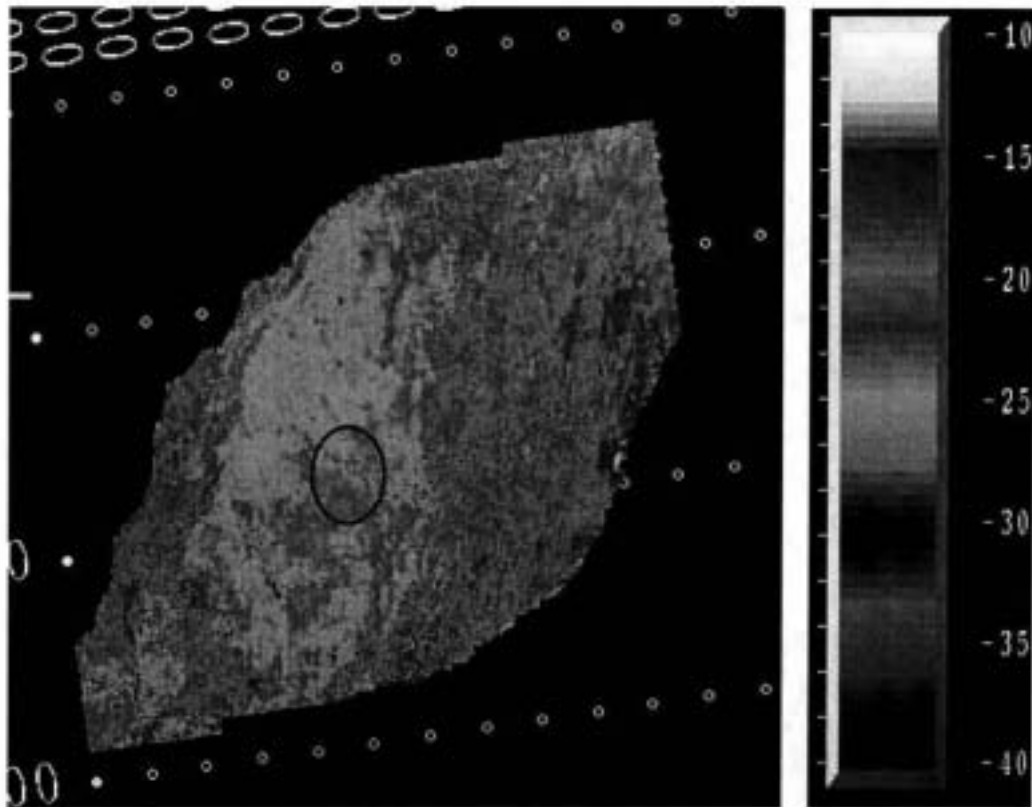


Figura 3.21 Mapa de Frecuencia Instantánea de TULUM-2

La Figura 3.21 despliega los valores de la frecuencia instantánea en los que se observan valores pequeños y que bajo la consideración anterior, se puede agregar un punto a favor de la suposición de que se trata de una anomalía que podría estar asociada a la presencia de gas ya que se tienen valores altos de amplitud RMS y valores bajos de frecuencia instantánea promedio.

2.10 FASE INSTANTÁNEA PROMEDIO

La Fase Instantánea Promedio describe el ángulo entre el fasor, que es el vector de rotación formado por los componentes reales e imaginarios de las series de tiempo y el eje real como una función del tiempo.

La importancia de este atributo se debe a que muestra los eventos que tienen la misma fase por lo que se puede utilizar como correlator, pues ayuda a visualizar

los rasgos estructurales más importantes de la zona de estudio, además se pueden determinar cambios laterales o cambios en la disposición de los estratos.

Este atributo puede responder en cierta forma a los efectos de sintonía o capas delgadas sobre la amplitud. Es decir cuando los atributos de amplitud tienen errores o son degenerados por la interferencia constructiva y destructiva de los reflectores cuando son muy cercanos entre sí, la fase instantánea puede confirmar que los cambios se deben a la sintonía y no a la presencia de hidrocarburos u otros efectos. (Manual de Seisworks 3D)

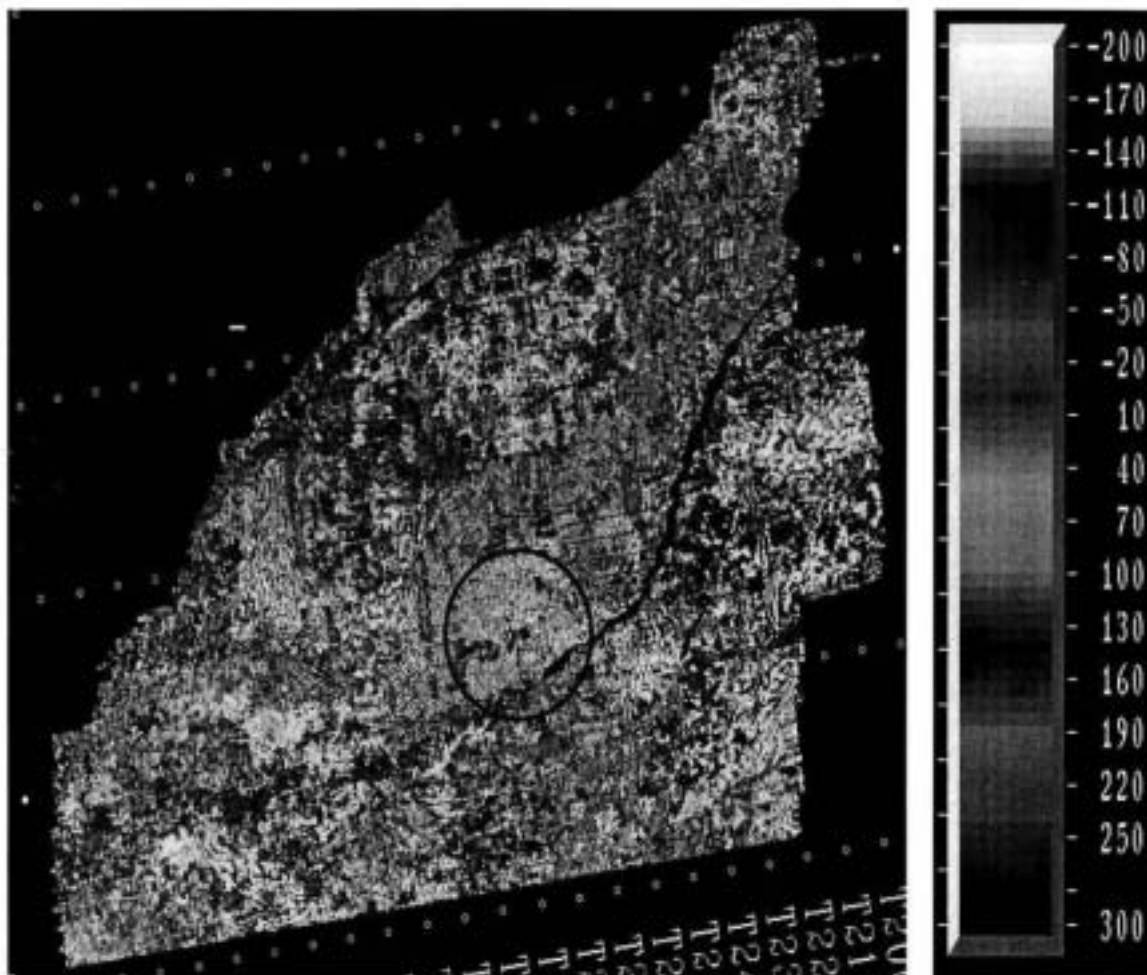


Figura 3.22 Mapa de fase instantánea de TULUM-1.

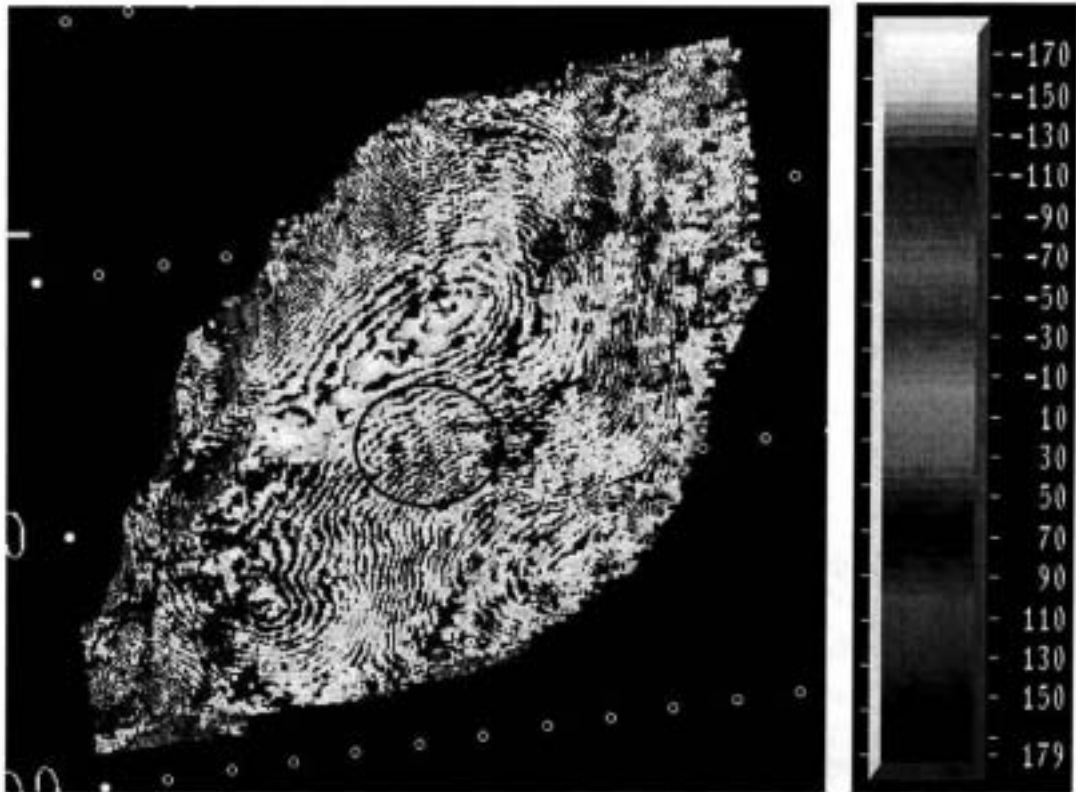


Figura 3.23 Mapa de fase instantánea de TULUM-2, en el cual se distingue la estructura a la que pertenece el horizonte.

De la Figura 3.22 se puede concluir que en TULUM-1 existe la posibilidad de que la anomalía sea por contribución de los efectos de sintonía y no por la presencia de gas, aunque siendo optimistas puede detectarse una ligera variación en el atributo, no obstante en el horizonte TULUM-2 se observa una clara variación lateral de la fase instantánea promedio reafirmando que puede tratarse de cambios de fluidos.

CAPÍTULO III

ANÁLISIS AVO

Considerando las zonas de interés delimitadas en la interpretación sísmica se seleccionaron 12 *inlines* que contienen los puntos brillantes y corresponden al intervalo (167-178). Se llevó a cabo la carga de los archivos SEG Y que contienen las *inlines* antes mencionadas en el software Hampson and Russell que se especializa en el análisis AVO.

La secuencia con la que se realizó el estudio de la variación de amplitud con respecto del *offset* es la siguiente:

- 1) Análisis de la amplitud en los registros sísmicos para ambos horizontes
- 2) Gráficas de amplitud contra *offset*
- 3) Apilamientos parciales
- 4) Atributos AVO (intercepción por gradiente)
- 5) Gráficas de intercepción contra gradiente y secciones transversales.

Así que con los datos cargados adecuadamente se determinaron los tiempos de las zonas de mayor interés de los horizontes **TULUM-1** a 670 ms y **TULUM-2** a 1538 ms y se evaluó la *variación de amplitud* en las anomalías (Figura 3.1 y 3.2).

3.1 ANÁLISIS DE LOS REGISTROS SÍSMICOS

ACONDICIONAMIENTO DE LOS DATOS SÍSMICOS

El procesamiento de los datos sísmicos enfocado al análisis AVO requiere de ciertos requisitos que a veces no son tomados en cuenta en la secuencia convencional que generalmente esta enfocada al análisis estructural.

En cambio, cuando el objetivo es estratigráfico como es el caso del AVO, la secuencia de procesamiento debe de tomar en cuenta procesos sísmicos que

no alteren la amplitud, ni la fase, ni el contenido de frecuencias de la señal original, ya que estas características de la señal pueden ser alteradas artificialmente durante el procesamiento y podrían generar errores en análisis posteriores.

Algunos ejemplos de las secuencias de procesamiento para estudios de AVO, han sido recomendadas por varios autores como: Ostrander, 1984; Chiburis, 1984; Long y Richgels, 1985; Yu, 1985 y Todd, 1986; entre otros.

En este caso el objetivo de la tesis no considera la etapa del procesamiento de datos, la cual fue realizada por una compañía contratista, para servicio de PEMEX, por lo que no se tuvo ingerencia en el procesamiento de los datos, en el entendido de que se llevo a cabo un procesamiento enfocado al AVO.

El análisis de los registros sísmicos, consiste en buscar horizontes en los que se observe que la amplitud aumenta, disminuye o bien, cambia de polaridad; y es así como se inició este trabajo. A continuación se muestran algunos de los registros sísmicos de la *inline* 171 en los que se observa la amplitud creciente de los horizontes **TULUM-1** y **TULUM-2**.

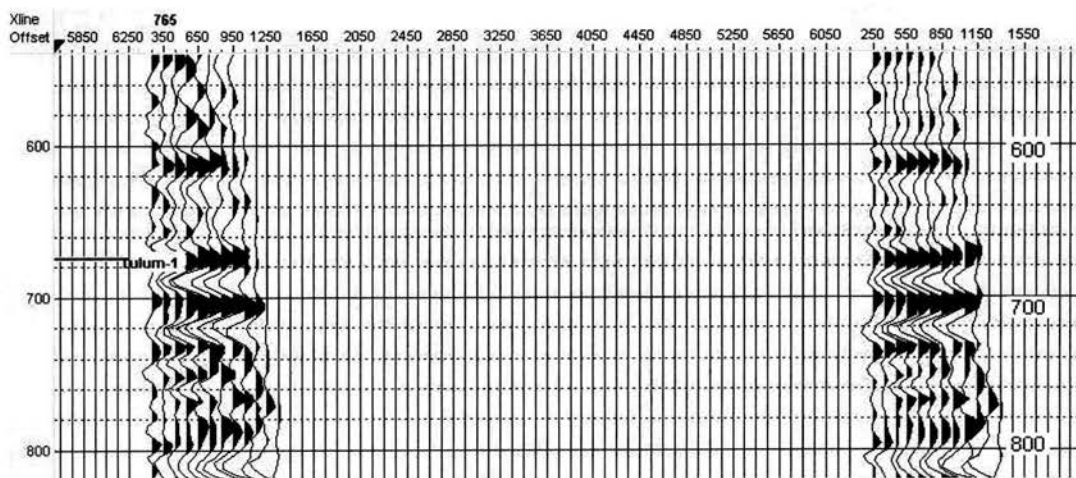


Figura 3.1 Registros sísmicos correspondientes a las *crosslines* 765 y 766 de la *inline* 171 que muestran la variación de la amplitud para el horizonte TULUM-1.

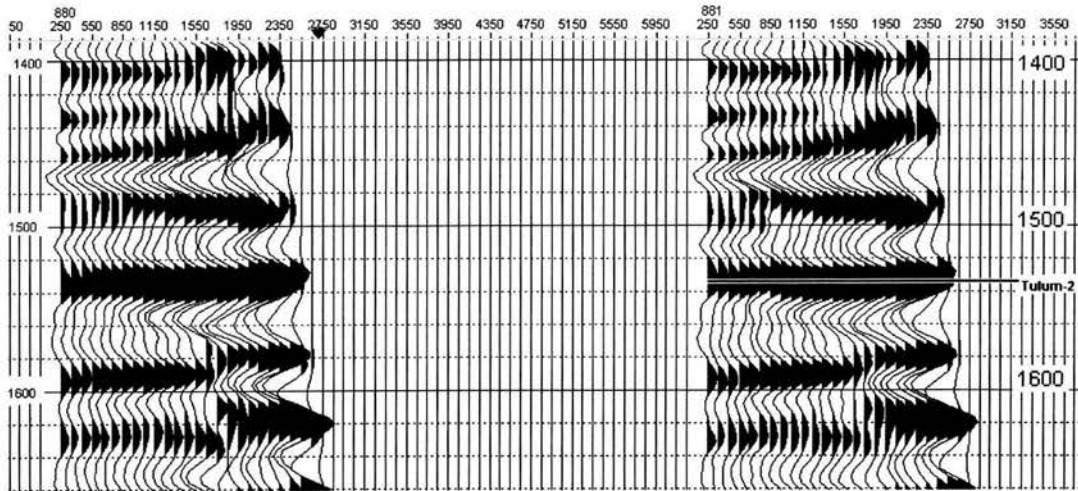


Figura 3.2 Registros sísmicos correspondientes a las *crosslines* 880 y 881 de la *inline* 171 que muestran la variación de la amplitud para el horizonte TULUM-2.

Claramente el horizonte **TULUM-2**, presenta un aumento de amplitud más fuerte. Sin embargo, los dos horizontes tienen variaciones importantes.

3.2 GRÁFICAS DE AMPLITUD CONTRA *OFFSET*

Una etapa clave del análisis AVO es la variación de la amplitud a lo largo del registro en el tiempo de interés, es decir, el análisis del gradiente en el que se despliega la tendencia de la amplitud en cada registro sísmico con respecto del *offset*, entonces, para corroborar la observación con aproximaciones matemáticas, se analizó el comportamiento de la cima y base.

Los resultados para el horizonte **TULUM-1** son curvas con aumentos de amplitudes absolutas Figura 3.3.

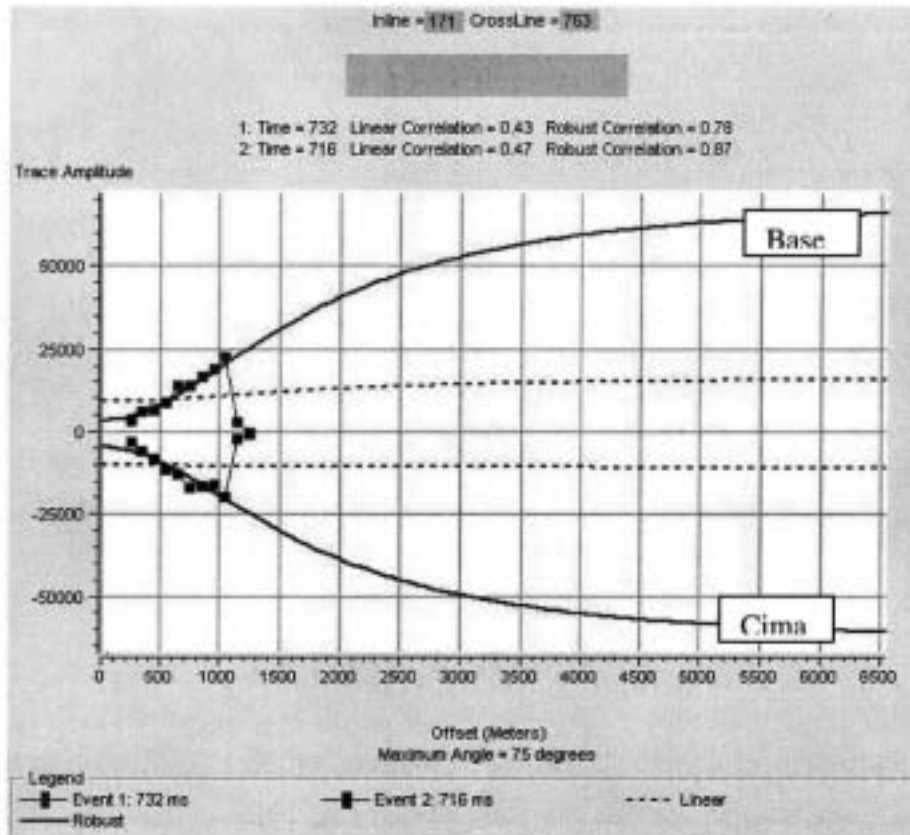


Figura 3.3 Análisis del Gradiente para TULUM-1.

La tendencia que se muestra en la variación de la amplitud para el horizonte **TULUM-1** es creciente y muy buena con valores iniciales de amplitud de 4500 para la base y -4900 para la cima, de acuerdo a los valores de la correlación robusta tenemos un buen ajuste de la clasificación de arenas tipo III, de acuerdo con Rutherford y Williams, (1989).

La Figura 3.3 corresponde al análisis en la *inline* 171 que es la de principal interés y se continúa a través de las *inlines* seleccionadas al inicio de este capítulo, en el intervalo de tiempo de 616 ms hasta 732 ms.

Para el horizonte **TULUM-2** el análisis de gradiente generó buenos resultados, la variación de la amplitud es un poco caótica. Sin embargo, los ajustes lineal y robusto son muy buenos, como se muestra en la Figura 3.4.

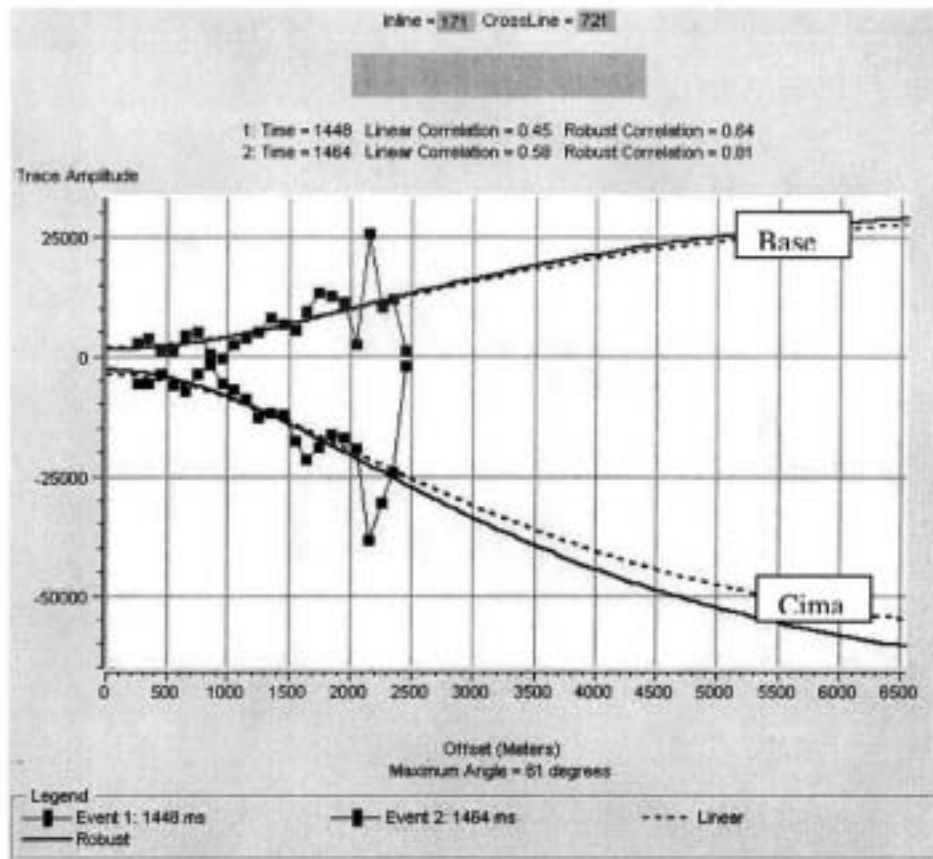


Figura 3.4 Análisis del gradiente de TULUM-2.

En este caso los valores iniciales para la cima es de -2000 y en la base aumenta a 2500 en un tiempo de 1464 ms, con una variación de la amplitud absoluta creciente como se esperaba.

3.3 APILAMIENTOS PARCIALES

Una fase del análisis *AVO* que permite identificar si crece o decrece la amplitud sobre el evento reflector son los apilados parciales, en los cuales se dividen los *offsets*, para generar secciones que muestren la contribución de cada rango de *offsets* a la amplitud de la traza final.

Así que se llevaron a cabo apilados parciales considerando el rango completo de *offset* que es de 250 m hasta 6250 m, en el intervalo de tiempo de 200 ms a

4000 ms. La razón por la cual se redujo el intervalo de tiempo es que arriba de 200 ms no había ningún horizonte como objetivo del análisis.

Sobre estas secciones apiladas, se interpretaron los horizontes objetivo con una herramienta sencilla de interpretación, siguiéndolos tanto como tuvieran continuidad; el objeto de esta interpretación simplemente es identificar la posición y variación en tiempo de los horizontes a través de las secciones.

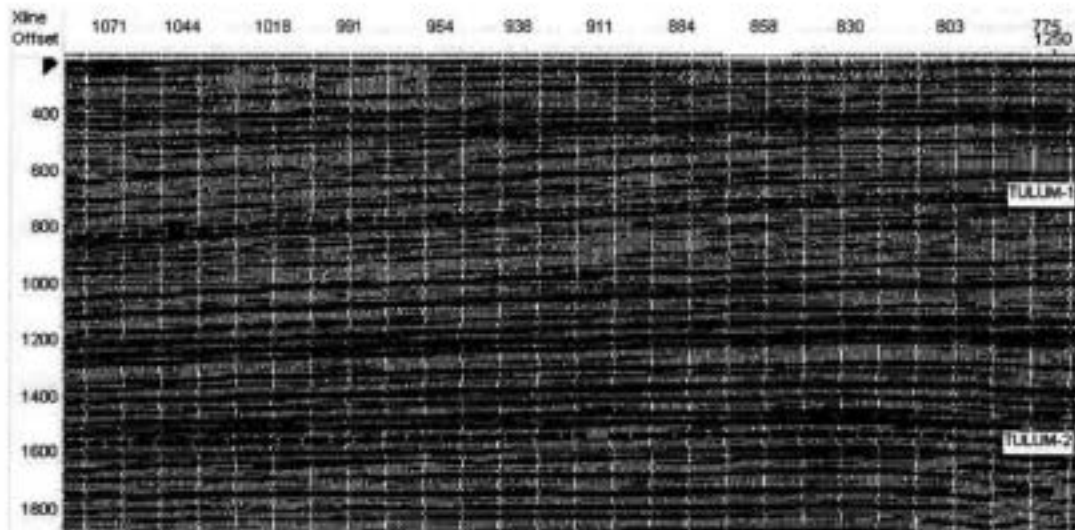


Figura 3.5 Sección apilada de los offsets cercanos dentro del rango de 250 a 2250 m.

La Figura 3.5 presenta que los dos horizontes tienen un gran aporte de amplitud en los *offsets* cortos ya que todos se observan con buena continuidad y muy fuertes.

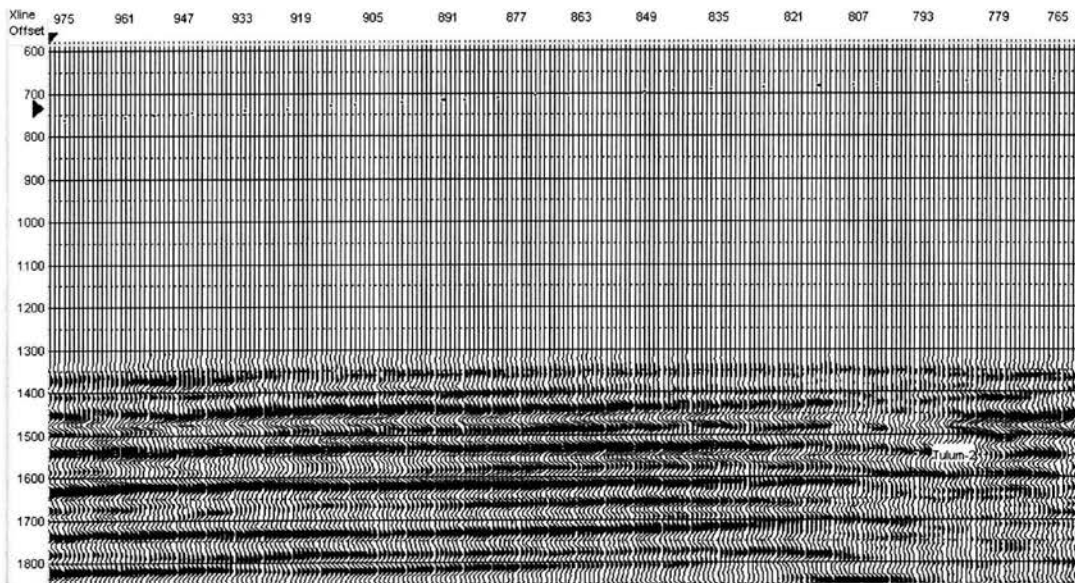


Figura 3.6 Apilado parcial de *offsets* medianos en el intervalo de 2250 a 4250 m.

La Figura 3.6 pone en evidencia, que **TULUM-2** continúa teniendo aporte de amplitud en los *offsets* medianos y además se observa como un reflector fuerte, sin embargo **TULUM-1** como era predecible por su categoría de somero, ya no aparece en este apilado, ya que el tiempo de primer arribo de los *offsets* medianos rebasa el tiempo de tal horizonte.

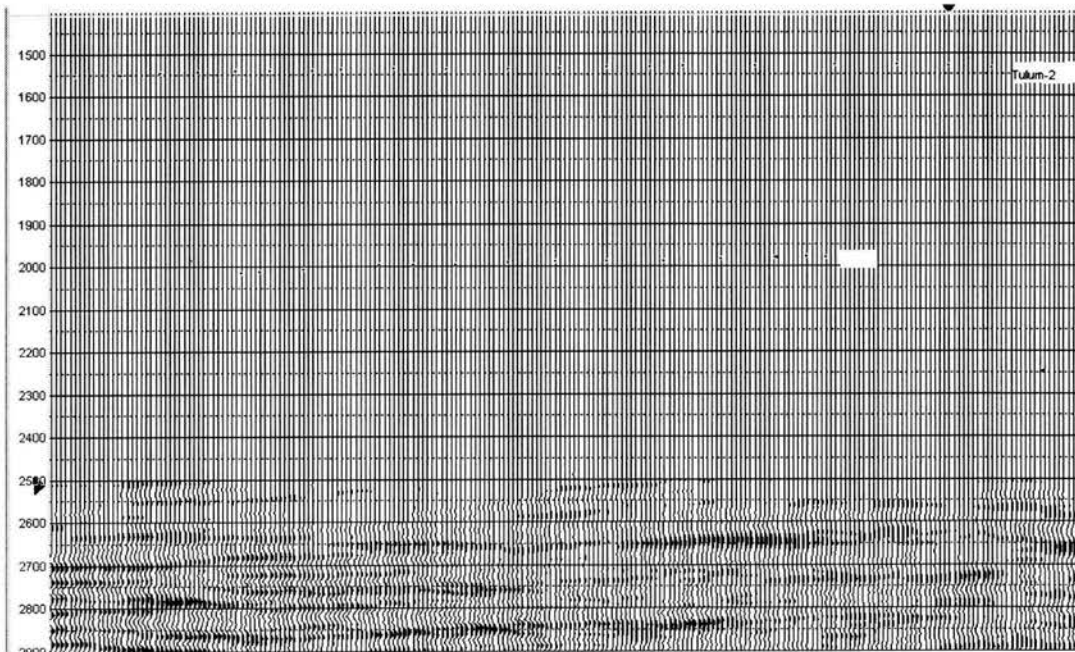


Figura 3.7 Apilado parcial de *offsets* lejanos en el intervalo de 4250 a 6250 m.

Finalmente, en esta etapa, la Figura 3.7 concluye que ningún horizonte es lo suficientemente profundo como para contener información de los *offsets* lejanos debido a que la contribución de estos comienza a 2500 ms.

3.4 ATRIBUTOS AVO (PRODUCTO)

En este trabajo se realizó un análisis de *AVO* considerando los atributos básicos como la intercepción (A) y el gradiente (B). Por consiguiente se calculó un volumen de atributos *AVO* que contiene trazas con valores de la intercepción y escala de color del producto de la intercepción y el gradiente ($A*B$) que se muestra en las siguientes Figuras, en las cuales además se observa la anomalía de $A*B$ a través del volumen.

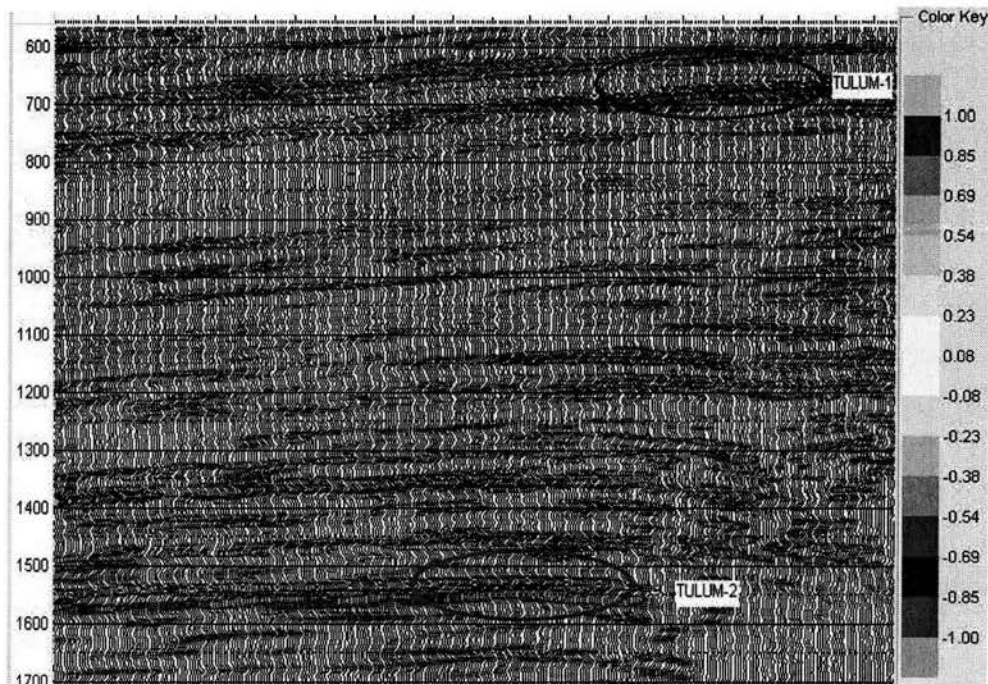


Figura 3.8 Sección apilada de intercepción y atributo de color producto ($A*B$) de la *inline* 167, que muestra la anomalía en ambos horizontes.

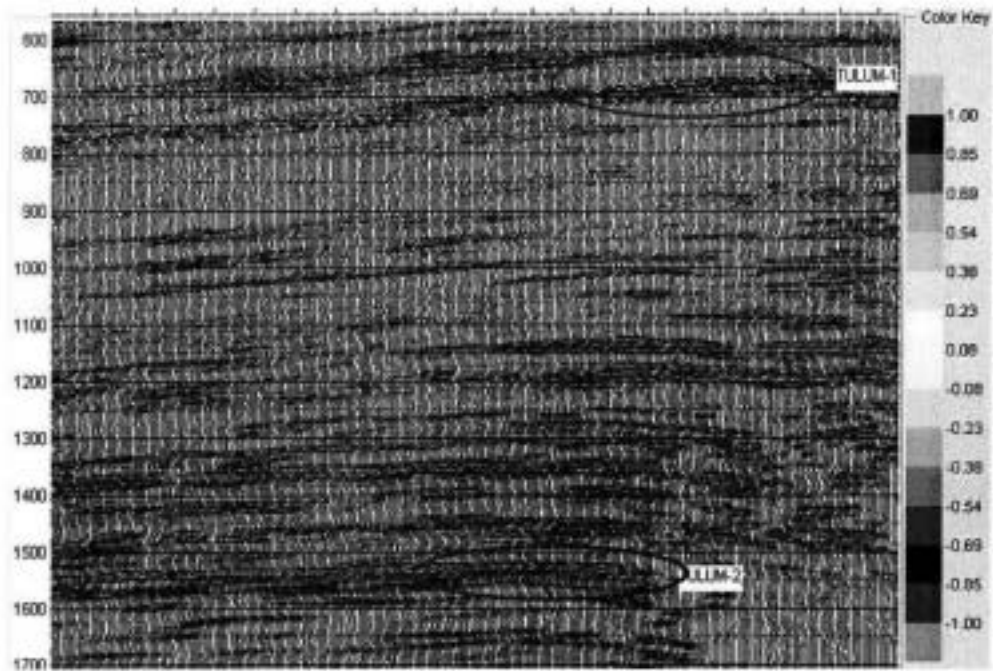


Figura 3.9 Sección apilada de intercepción y atributo de color producto del gradiente y la intercepción de la línea 171.

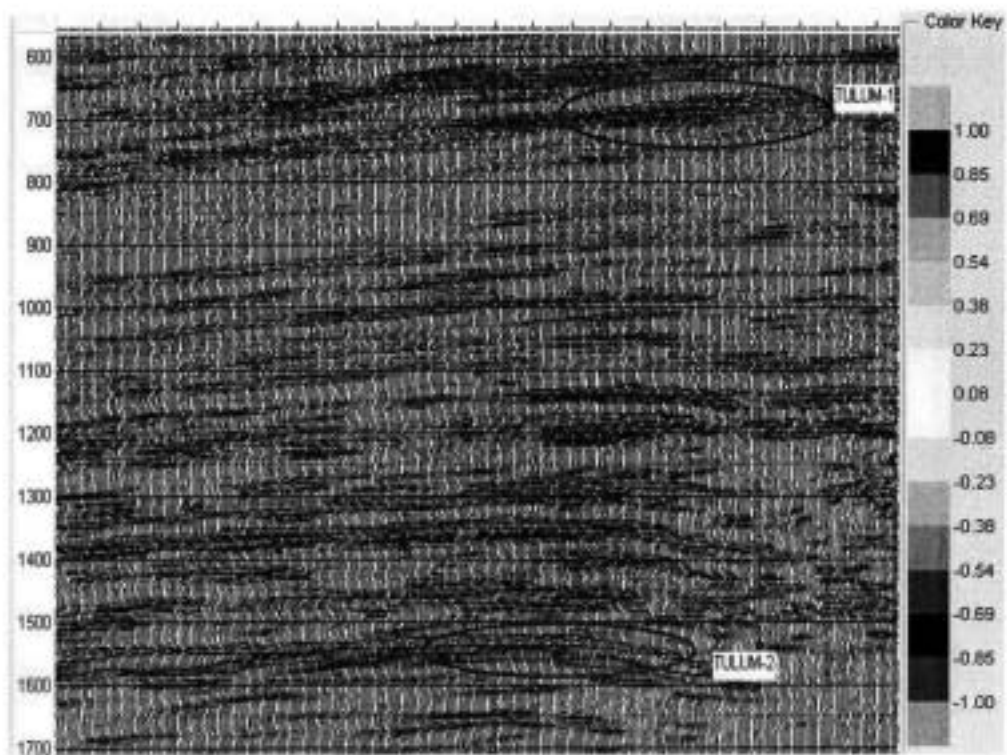


Figura 3.10 Sección apilada de intercepción y atributo de color producto del gradiente y la intercepción de la línea 173, que muestra la anomalía en TULUM-1 y TULUM-2.

A partir de las Figuras 3.8, 3.9 y 3.10 se puede observar que los resultados de este atributo es que en los horizontes de interés se tienen valores grandes y

negativos, como era de esperarse de acuerdo con la clasificación que se hizo con las gráficas de Amplitud contra *Offset*.

Con la variación de las anomalías en el volumen de atributo se seleccionaron los intervalos de interés en tiempo para poder obtener las gráficas que desplieguen la distribución de los datos propia de cada horizonte. Por observación, los intervalos elegidos como de interés son los siguientes:

HORIZONTE	LÍNEA	TRAZA	TIEMPO (ms)
TULUM-1	167-178	650-1600	600-1000
TULUM-2	167-178	700-1600	1450-1650

Tabla 1. Delimitación de los intervalos de tiempo, *crosslines* y *inlines* para la zona de interés.

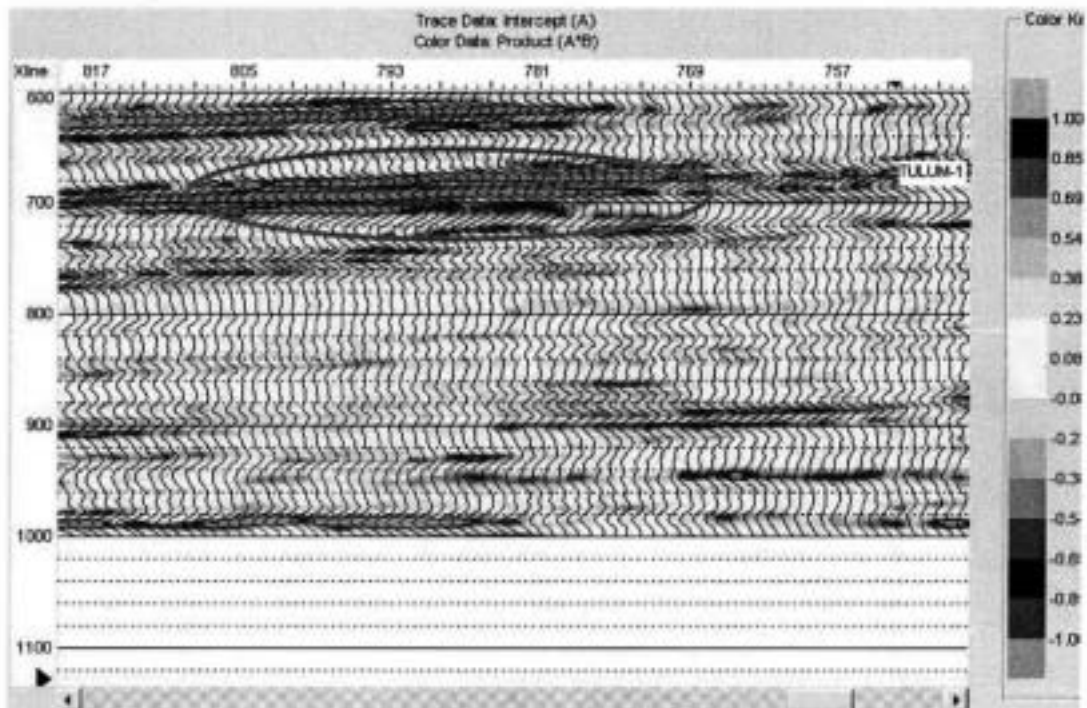


Figura 3.11 El producto del gradiente y la intercepción muestran los valores anómalos correspondientes a una arena con gas de clasificación III y las trazas de intercepción presentan el valor positivo en la cima y el negativo en la base.

Esta Figura 3.11 muestra la anomalía con atributo producto $A*B$ negativo sobre **TULUM-1**, igualmente la Figura 3.12 muestra la anomalía sobre **TULUM-2**.

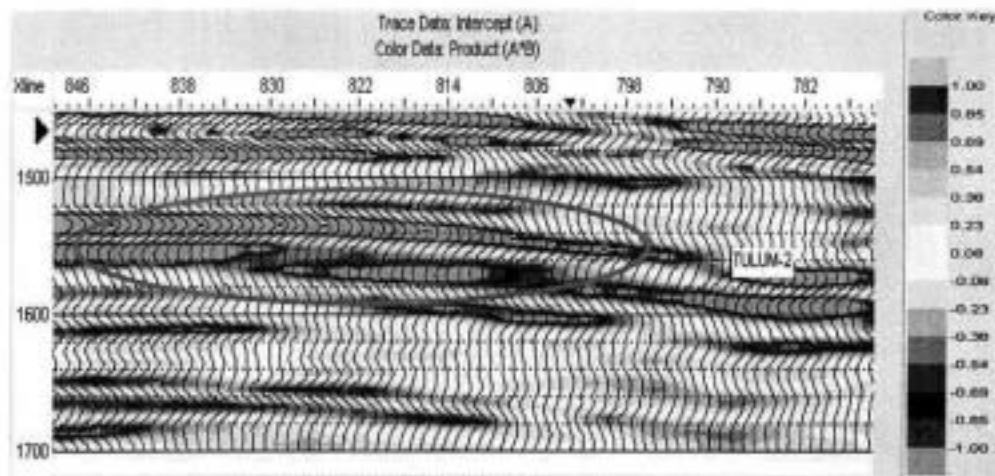


Figura 3.12 Atributo producto $A \cdot B$ del horizonte TULUM-2.

3.5 GRÁFICAS DE INTERCEPCIÓN CONTRA GRADIENTE

Otra de las aplicaciones del AVO utilizadas en esta tesis fue llevar a cabo la clasificación de las arenas basándose en el análisis propuesto por Castagna y Swan (1997) a través de las gráficas que son representaciones visuales de la relación entre dos variables que entre otras cosas se utiliza para identificar tendencias en diferentes distribuciones dentro del mismo conjunto de datos y detectar rasgos significantes fuera de la tendencia general.

Para el horizonte **TULUM-1**, se obtuvo el volumen de atributo producto de la intercepción por el gradiente para el intervalo de tiempo señalado en la Tabla 1, y se continuó con la obtención de la gráfica que presentó una distribución de puntos muy amplia en la que se podrían considerar tres clases diferentes de arenas, por lo que para descartarlas se realizaron diferentes pruebas definiendo zonas que podrían corresponder a anomalías. Se obtuvieron sus secciones transversales en las que se muestra la posición real de los puntos pertenecientes a las zonas definidas en los datos apilados.

En este caso, el volumen de atributo sobre el cual se basan los cálculos de las gráficas tiene un intervalo de tiempo muy grande con el objeto de cubrir completamente el horizonte que varía mucho en tiempo, sin embargo, para

otros estudios se sugiere elegir intervalos de tiempo menores y fragmentar el horizonte, lo cual mejora los resultados.

La primera posible anomalía puede clasificarse como arenas de la clase I ubicada entre las *crosslines* 1393 y 1465 del grupo de *inlines* sobre las que se trabaja (Figura 3.12), de tratarse de una anomalía debida a la presencia de gas, el mapeo de los puntos dentro de la sección transversal debe seguir la alineación en una cima y una base correspondientes al horizonte en estudio (Figura 3.13) como se puede observar se descartó como tal, debido a que los puntos zonificados no presentan una tendencia como limitantes de un estrato.

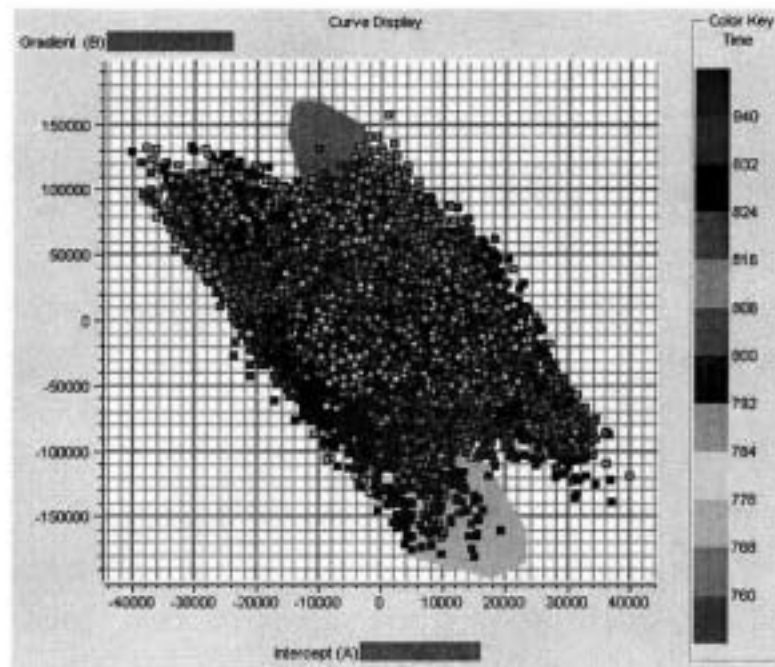


Figura 3.12 Gráfica de TULUM-1 seleccionando zonas de acuerdo a la anomalía tipo I.

ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA

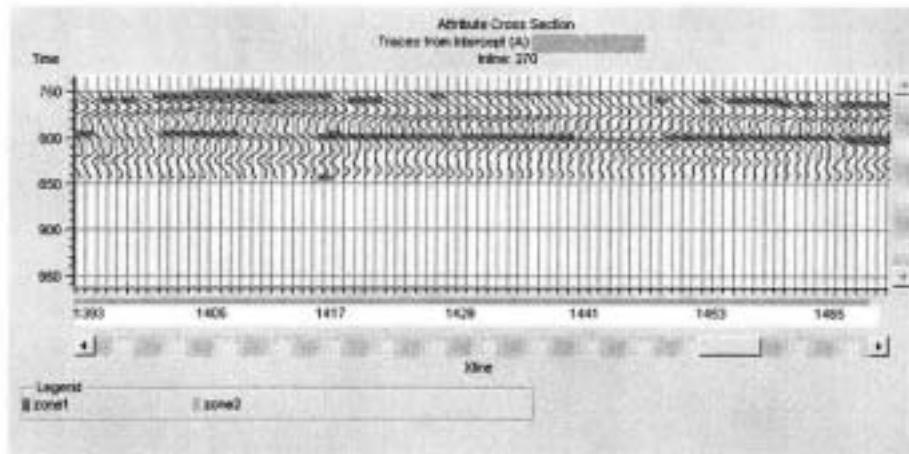


Figura 3.13 Sección transversal de la supuesta anomalía tipo I.

La Figura 3.14 muestra la segunda anomalía clasificada como tipo II, que se ubica entre las *crosslines* 993 y 1065. Como se observa en su sección transversal sobre la *inline* 175 Figura 3.15 los puntos considerados en las zonas de la gráfica presentan alineación en cima y base de un estrato, que no coinciden con el comportamiento teórico de las secciones transversales, ya que la cima deberían ser los puntos de la zona amarilla y la base los verdes.

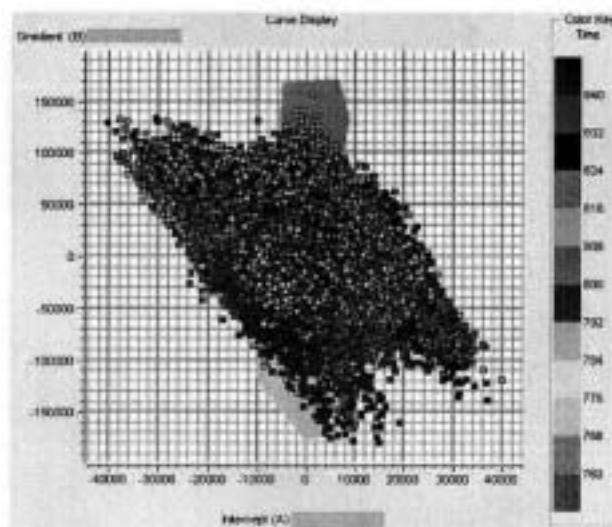


Figura 3.14 Gráfica que delimita zonas de una aparente anomalía clase II.

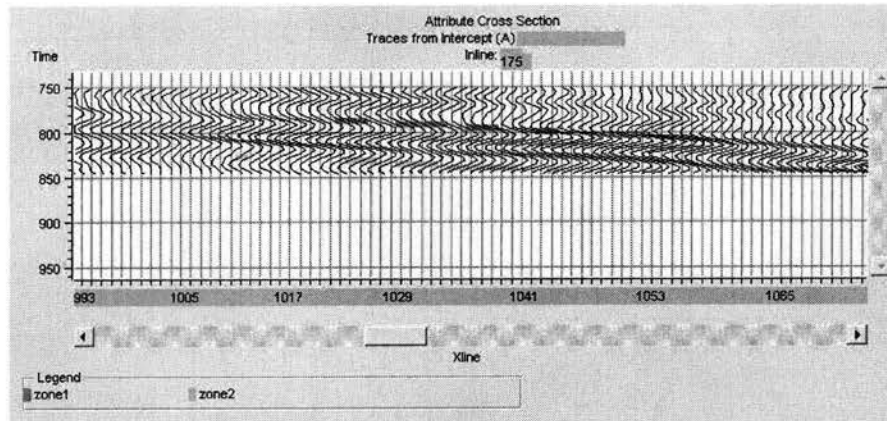


Figura 3.15 Sección transversal de los puntos zonificados en la figura 8 (a).

Sin embargo, para corroborar de nuevo, que no se trata de una anomalía debida a la presencia de gas, se analizó la variación de la amplitud directamente en los registros del intervalo de *crosslines* Figura 3.16, en los que se tiene amplitudes crecientes que de acuerdo a la clasificación de Rutherford y Willimas (1989) no corresponden con el comportamiento de arenas clase II, así que también se descartó como un objetivo.

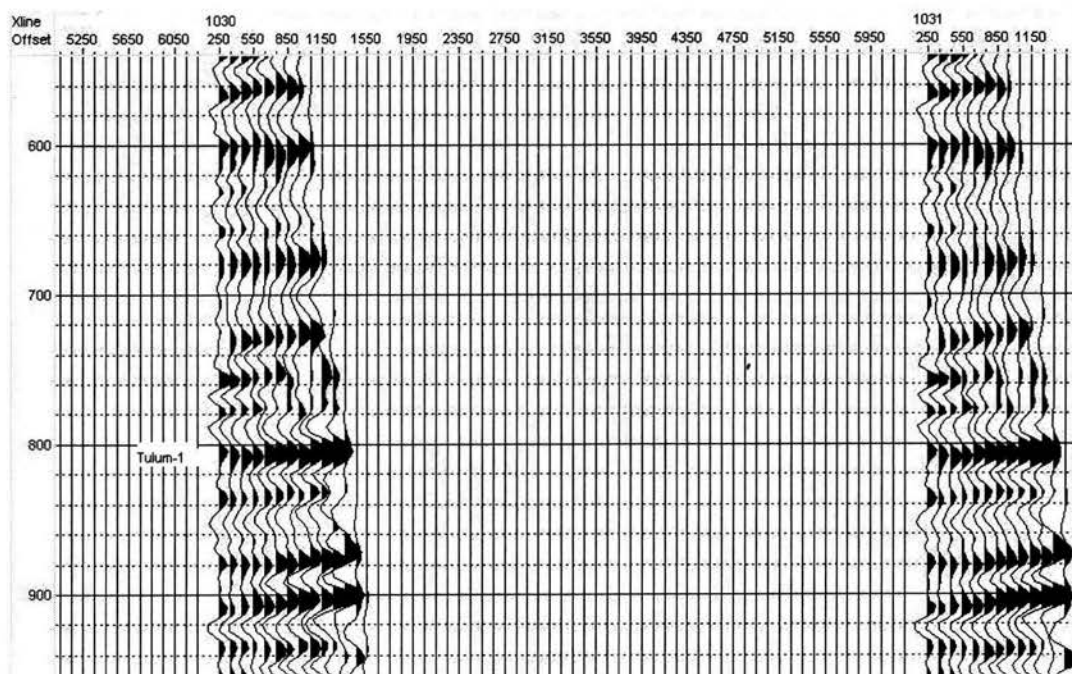


Figura 3.16 Registros sísmicos correspondientes a dos *crosslines* pertenecientes a la sección transversal anterior.

Finalmente para **TULUM-1**, en el análisis de la tercera anomalía, que es la de mayor interés debido a que se clasifica como arenas clase III, nuevamente se

seleccionaron las zonas correspondientes a este tipo de anomalía en la Figura 3.17. Al calcular la sección transversal de las zonas definidas sobre la *inline* 167, se presenta la ubicación adecuada tanto de la cima como de la base del horizonte, además recordando la variación de la amplitud en los registros sísmicos Figura 3.16, corresponde a este tipo de arena.

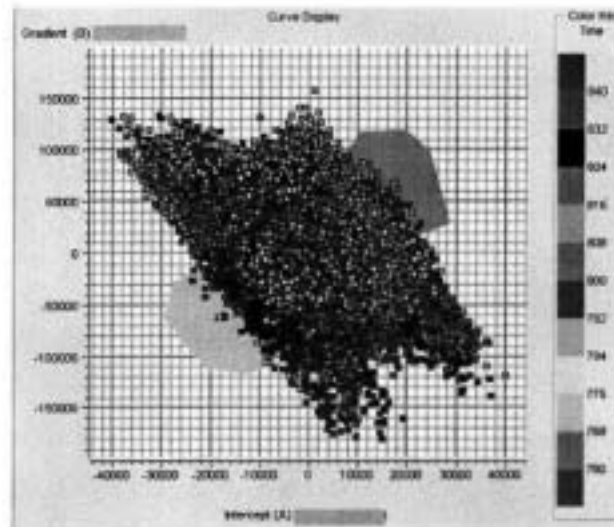


Figura 3.17 Gráfica de TULUM-1 limitando las zonas de la anomalía tipo III

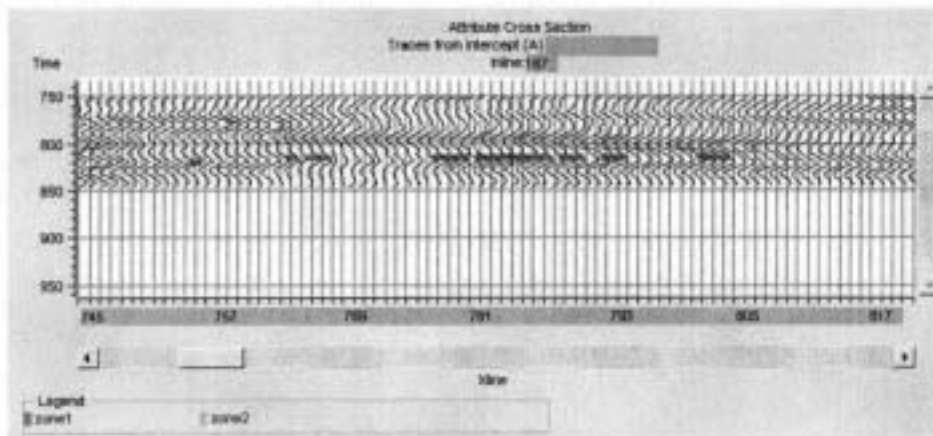


Figura 3.18 Sección transversal de la anomalía tipo III definiendo la cima y base del evento de interés.

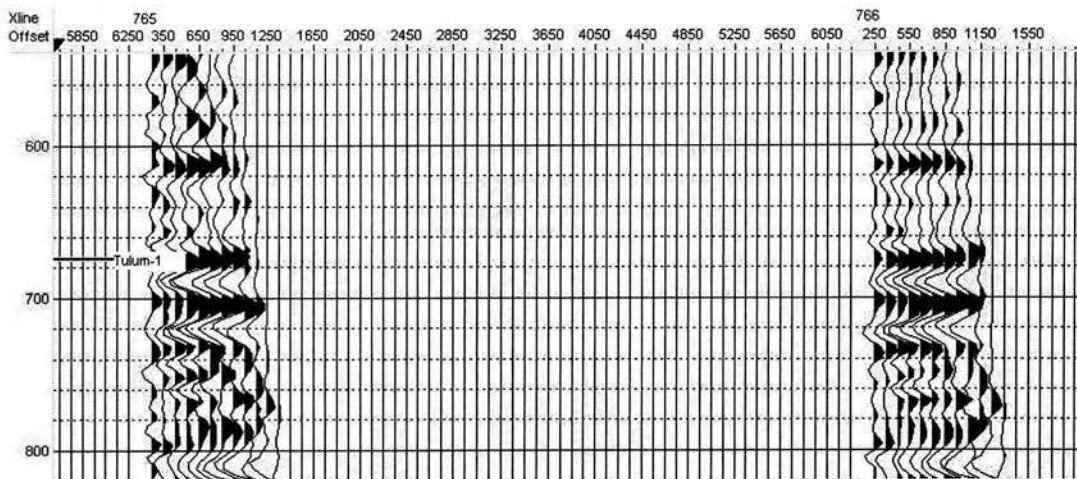


Figura 3.19 Registros sísmicos pertenecientes a la anomalía en los que se muestra una variación creciente de amplitud.

Para el horizonte **TULUM-2** el intervalo que se analizó es el que se indica en la Tabla 1, siguiendo la secuencia de análisis realizada con **TULUM-1**. Se calculó la gráfica de **TULUM-2** (Figura 3.20) en la que no se observa una distribución de los datos que tienda hacia las áreas características de las anomalías que esperaríamos tener en esta zona de acuerdo a las condiciones geológicas que definen el área, asemejándose más a la tendencia de la línea de arcillas.

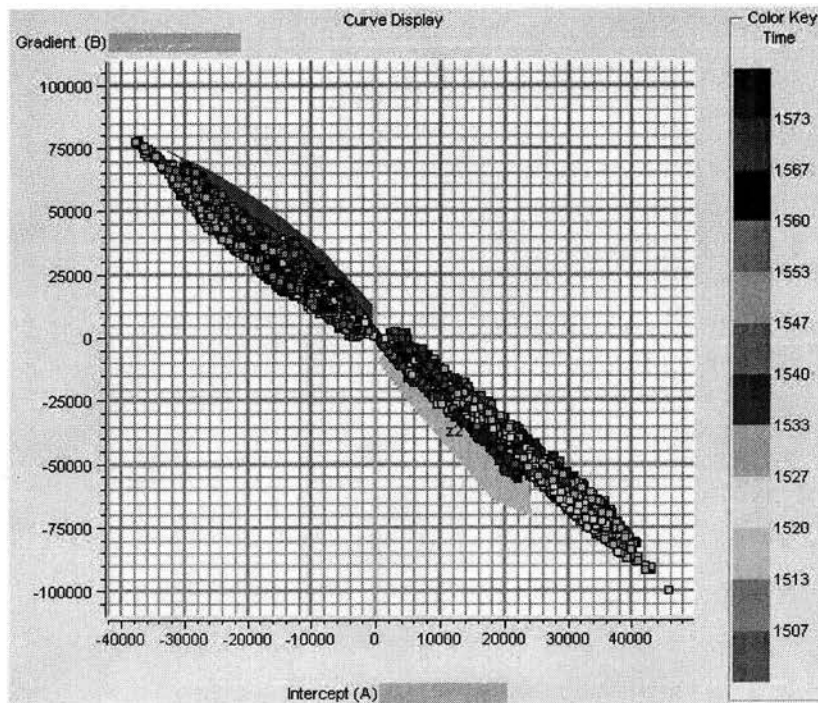


Figura 3.20 Gráfica de TULUM-2 considerando el gradiente e intercepción.

CONCLUSIONES

En el análisis de la respuesta *AVO* de la zona Kaisin, se observan anomalías de amplitud en los horizontes TULUM-1 y TULUM-2 que resultan de interés, ya que en la mayoría de las pruebas que se les hicieron se obtuvieron resultados que confirman éstas anomalías como características de la respuesta gas-arena.

La clasificación de arenas basada en el análisis *AVO*, para ambos horizontes indica que contienen anomalías que responden al comportamiento de arenas clase III, ya que se encontraron valores de intercepciones negativas, gradientes positivos en las cimas y por lo tanto, una contribución de amplitud mayor para los offsets lejanos.

En cuanto a los resultados de las gráficas cruzadas para TULUM-1 fueron buenos. Sin embargo, TULUM-2 no respondió como se esperaba, así que tomando en consideración la interpretación sísmica y el comportamiento de los atributos sísmicos que refuerzan la hipótesis de la presencia de gas en Kaisin, se recomienda complementar este estudio con las siguientes etapas del análisis de *AVO* que detallan los resultados obtenidos hasta el momento, cabe resaltar que para pasar a las siguientes etapas son necesarias otras fuentes de información como los registros geofísicos de pozo.

Integrando con estos resultados la información del modelo geológico, en el que se determinó la existencia de cuerpos arenosos debidos al ambiente de depósito existente en esta zona durante el Terciario, se tienen suficientes evidencias de los horizontes que permiten generar la localización de un pozo con gran probabilidad de resultar productor de gas.

La localización recomendada es en la *inline* 171 y la *crossline* 780 que corresponde a una zona cercana al límite estructural derecho de la minicuenca a la que pertenecen los horizontes.

Sobre la aplicación del método del *AVO* como herramienta auxiliar en la detección de yacimientos de gas, se puede concluir que se trata de un método resolutorio para fines estratigráficos, que debe tener en consideración algunos detalles para obtener los resultados óptimos, como los que se proponen a continuación:

- 1) Secuencia de procesamiento enfocada al análisis estratigráfico.
- 2) Carga adecuada de los datos.
- 3) Delimitar adecuadamente las zonas de mayor interés en secciones apiladas ó el volumen sísmico (3D).
- 4) Considerar la variación de los horizontes en tiempo.
- 5) Elegir intervalos de tiempo cuidadosamente, ya que esto repercute en algunos de los atributos, etc.

Es importante destacar que es un método del cual se pueden obtener evidencias suficientes para determinar si una anomalía se debe a la presencia de gas o no, pero a menos que se tenga un estricto control de los datos desde la adquisición, procesamiento y análisis, el auxiliarse de algún otro método no está de más, para asegurar una localización acertada.

La aplicación del método de *AVO*, no está limitada solamente a la determinación de anomalías de amplitud, sino que puede extenderse, hacia otros campos de la exploración sísmica como, la clasificación de litologías y la estimación de parámetros petrofísicos. Por lo que se puede considerar como una herramienta importante para la delimitación y caracterización estática de yacimientos.

BIBLIOGRAFÍA

Aki, K., and Richards, P.G., 1980. Quantitative Seismology: The theory and methods, W.H. Freeman and Co.

AMGP, 1999. Cuenca de Macuspana, Publicación Especial #3.

Castagna, John P., and Backus, Milo M., 1993. Offset dependent reflectivity theory and practice of AVO analysis, Society of Exploration Geophysicists.

Castellanos Martinez, F., Hernández Hernández, A., 2003. Determinación del Modelo Geológico del Plioceno y Pleistoceno Cuenca Marina de Macuspana, Comunicación Personal de la Coord. De Incorporación de Reservas RMN.

Cordier, Jean-Pierre, 1983. Velocities in Reflection Seismology,. D. Reidel Publishing Company.

Gadallah, Mamdouh R., 1994. Reservoir Seismology Geophysics in Non Technical Language, Penn Well Books, Tulsa, OK.

Mukerji, T., Jorstad, Arild, and Mavko, Gary, 1998. Near and far offset impedances: Seismic attributes for identifying lithofacies and pore fluids: Geophysical Research Letters, 25, 4557-4560.

Sheriff, Robert E., 1980. Seismic Stratigraphy, International Human Resources Development Corporation, Boston.

Simm, R., White, R., and Uden R. 2000. The anatomy of AVO crossplots: The Leading Edge, Febrero.

Tatham, R. H., 1982. V_P/V_S and lithology: *Geophysics*, 47, 336-344.

The American Association of Petroleum Geologists, 1989. *Seismic Stratigraphy application to hydrocarbon Exploration*. Tulsa, Oklahoma, USA. 10a. Edición.

Waters, Kenneth H., 1992. *Reflection Seismology A Tool For Energy Resource Exploration*, Krieger Publishing Company, Malabar, Florida. 3a. Edición.

Yilmaz, Ozdogan, 1991. *Seismic Data Processing, Investigation in Geophysics SEG*, Vol. 2.

Yilmaz, Ozdogan, 2000. *Seismic Data Processing, Investigation in Geophysics SEG*, Vol. 2.

REFERENCIAS

Castagna, John P., and Swan, Herbert W., 1997, *Principles of AVO crossplotting: The Leading Edge*, Abril.

Chiburis, E. F., 1984, Analysis of amplitude versus offset to detect gas-oil contacts in Saudi Arabia Gulf: 54th Ann International Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 669-670.

Koefoed, O., 1962, Reflection and Transmission coefficients for plane longitudinal and incident waves: *Geophysical Prospecting*, 10, 304-351.

Long, A., y Richgels, J., 1985, A practical application of amplitude versus offset effects: 55th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 694-598.

Ostrander, W. J., 1984. Plane-wave reflection coefficients for gas sands at non normal angles of incidence: *Geophysics*, 49, 1637-1648.

Rutherford, S. R., and Williams, R. H., 1989. Amplitude versus offset variations in gas sands: *Geophysics*, 54, 680-688.

Shuey, R. T., 1985. A simplification of the Zoeppritz equations: *Geophysics*, 50, 609-614.

Taner, M. T., Koehler, F., Sheriff, R. E. 1979. *Complex Seismic Trace Analysis: Geophysics*, 44, 1041-1063.

Todd, C. P., 1986, Isolation display and interpretation of offset dependent phenomena in seismic reflection data using offset to depth (ODR) range partial stacking., M. Sc. Thesis, Univ. Texas Austin.

Yu, G., 1985, Offset amplitude variation and controlled amplitude processing: 55th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 591-594.

APÉNDICE A

REGLAS DE KOEFOED.

El núcleo del estudio de la dependencia de la amplitud sísmica reflejada con respecto del offset se basa en las ecuaciones de Zoeppritz, las cuales proporcionan los coeficientes de reflexión y Transmisión para ondas planas en función de los ángulos de incidencia y de seis parámetros elásticos independientes, tres para cada lado de la interfase. El problema inverso es inferir los parámetros elásticos a partir de la observación de la amplitud reflejada como función del ángulo de incidencia.

El primero en investigar este problema fue Koefoed en 1955 su método fue el laborioso cálculo de los coeficientes de reflexión contra ángulos de incidencia mayores de 30 grados para 17 conjuntos diferentes de parámetros elásticos, Koefoed tomó 3 parámetros elásticos para cada medio que fueron la velocidad longitudinal (V_p), densidad ρ , y la relación de Poisson σ . Con las siguientes conclusiones:

- a) Cuando el medio subyacente tiene una velocidad longitudinal más grande, mientras que las otras propiedades relevantes son iguales a las del otro, un incremento de la relación de Poisson para el medio subyacente causa un incremento de los coeficientes de reflexión para los ángulos de incidencia más grandes.
- b) Cuando en el caso anterior, la relación de Poisson para el medio incidente se incrementa, los coeficientes de reflexión para los ángulos más grandes de incidencia, decrecen.

- c) Para el primer caso, cuando la relación de Poisson aumenta para ambos medios y los otros parámetros se mantienen, los coeficientes de reflexión para ángulos mayores, se incrementan.
- d) El efecto mencionado en el inciso (a) comienza a pronunciarse mientras que el contraste de velocidades comienza a disminuir.
- e) El cambio de la onda incidente al medio inferior afecta la forma de las curvas ligeramente, al menos para valores del ángulo de incidencia alrededor de 30 grados. (Shuey, 1985).