



01179  
4

# UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA  
División de Estudios de Posgrado

ANALISIS DE AVO EN 2-D EN EL  
AREA REYNOSA DE LA CUENCA  
DE BURGOS.

T E S I S

Que para obtener el Grado de  
MAESTRO EN INGENIERIA  
(EXPLORACION DE RECURSOS ENERGETICOS DEL SUBSUELO)

p r e s e n t a  
VICTOR MERCADO HERRERA

Director de Tesis:

M. en C. JORGE MENDOZA AMUCHASTEGUI



Ciudad Universitaria

Septiembre del 2000

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

A Rocío Elizabeth

Mi esposa, por su amor, apoyo y perseverancia

A mis hijos

Víctor Rodrigo y María Fernanda, con todo mi amor.

A mi madre

Guadalupe Herrera Vda. de Mercado, por su gran cariño e infinita comprensión.

A mi padre

Roberto Mercado Bucio (q.e.p.d.)

A mis hermanos

Un especial agradecimiento al M. en C. Jorge Mendoza Amuchástegui director de Tesis. A mis sinodales : Dr. Gorgonio García Molina, Dr. Mario Ruiz Castellanos, Dr. Guillermo Pérez Cruz y M. en C. Rodolfo Marines Campos.

"The good 'geophysicist' should beware of mathematicians and all those who make empty prophecies.  
The danger already exists that matematicians have made a covenant with  
the devil to darken the spirit and confine man in the bonds of Hell"

St. Augustine.

# ANÁLISIS DE AVO EN 2-D EN EL ÁREA REYNOSA DE LA CUENCA DE BURGOS.

<b>ÍNDICE</b>	I
ÍNDICE DE TABLAS	III
ÍNDICE DE FIGURAS	IV
<b>SUMMARY</b>	X
<b>RESUMEN</b>	XII
<b>I. INTRODUCCIÓN.</b>	1
<b>II. CONCEPTOS BÁSICOS.</b>	2
II.A. SECUENCIA DE PROCESAMIENTO DE LA INFORMACIÓN SÍSMICA.	11
II.A.1. Factores que afectan el Análisis de AVO.	11
II.A.2. Secuencia de Procesamiento.	22
II.B. RESOLUCIÓN SÍSMICA.	25
II.B.1. Resolución Vertical.	25
II.B.2. Resolución Espacial.	27
II.C. FÍSICA DE ROCAS.	30
II.C.1. Relación entre las velocidades P y S.	31
II.C.2. Relaciones Velocidad-Densidad.	37
II.C.3. Ecuación de Gassmann.	44
II.C.4. Efectos de Presión y Temperatura.	46
II.D. ANÁLISIS DE LAS VARIACIONES DE LAS AMPLITUDES CON LA DISTANCIA (AVO).	49
II.D.1. Análisis de Sensitividad.	53
II.D.2. Estimación de Atributos de AVO.	56
II.D.3. Modelado de datos Preapilados.	59
II.D.3.a. Modelado Acústico y Viscoacústico Preapilamiento.	59
II.D.3.b. Modelado Elástico y Viscoelástico Preapilamiento.	64
<b>III. ANÁLISIS DE AVO EN EL ÁREA REYNOSA DE LA CUENCA DE BURGOS.</b>	67

III.A. Motivación del Estudio.	68
III.A.1. Objetivos.	68
III.B. Generalidades de la Adquisición de Datos.	69
III.C. Procesamiento de la Información Sísmica.	69
<b>IV. ANÁLISIS DE AVO EN LAS SECCIONES SÍSMICAS DEL ÁREA REYNOSA.</b>	<b>75</b>
IV.A. Estimación de los atributos de AVO.	75
IV.A.1. Estimación de los atributos de AVO en la Línea 10436.	79
IV.A.1.a. Interpretación de los atributos de AVO en la Línea 10436.	89
IV.A.1.b. Análisis de gráficos cruzados sobre el atributo de P*G en la Línea 10436.	89
IV.A.1.c. Modelado e inversión de AVO en la Línea 10436.	92
IV.A.1.d. Modelado de inversión de AVO.	94
IV.A.2. Estimación de los atributos de AVO en la Línea 2024157.	105
IV.A.2.a. Interpretación de los atributos de AVO en la Línea 2024157.	113
IV.A.2.b. Análisis de los gráficos cruzados sobre el atributo de P*G en la Línea 2024157.	116
IV.A.2.c. Modelado e inversión de AVO en la Línea 2024157.	118
IV.A.2.d. Modelado de inversión de AVO.	120
IV.A.3. Estimación de los atributos de AVO en la Línea 2024196.	126
IV.A.3.a. Interpretación de los atributos de AVO en la Línea 2024196.	135
IV.A.3.b. Análisis de gráficos cruzados sobre el atributo de P*G en la Línea 2024196.	136
IV.A.3.c. Modelado e inversión de AVO en la Línea 2024196.	138
IV.A.3.d. Modelado de inversión de AVO.	139
<b>V. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.</b>	<b>142</b>
<b>BIBLIOGRAFÍA.</b>	<b>144</b>
<b>Anexos</b>	

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla II.1. Parámetros de la 1ª capa para seis modelos de Zoeppritz con una relación de $V_p/V_s=2$ . . .	4
Tabla II.2. Parámetros para los modelos de Zoeppritz de la Figura II.3. . . . .	7
Tabla II.A.1. Parámetros de los Modelos de la Figura II.A.2. . . . .	18
Tabla II.A.2. Parámetros del modelo de la Figura II.A.3. . . . .	19
Tabla II.C.1. Propiedades de los minerales (densidad, $V_p$ , $V_s$ , $V_p/V_s$ ). . . . .	32
Tabla II.C.2. Polinomios de segundo orden ajustados a la relación de Gardner. . . . .	39
Tabla II.C.3. Regresiones de velocidad en areniscas por Han et al. . . . .	42
Tabla II.C.4. Coeficientes de regresión de velocidad para el sistema cuarzo-arcilla-calcita-dolomita. . . . .	44
Tabla II.D.1. Comportamiento de AVO para varias clases de arenas con gas. . . . .	50
Tabla IV.A.1. Columnas geológicas de los pozos de apoyo en el área de estudio. . . . .	76

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura II.1. Ángulos para los rayos incidentes, reflejados y transmitidos . . . . .	2
Figura II.2. Coeficiente de reflexión de onda P contra ángulo de incidencia para los seis modelos de la Tabla II.1. . . . .	3
Figura II.3. Coeficientes de reflexión de la onda P contra el ángulo de incidencia para el modelo de parámetros de la Tabla II.2. . . . .	6
Figura II.4. El efecto del término de corte $R_{cf}$ en el coeficiente de reflexión de la onda P para dos modelos. . . . .	9
Figura II.A.1. Factores que afectan el análisis de AVO. . . . .	11
Figura II.A.2. Variación de la amplitud de reflexión con el offset para tres modelos. . . . .	18
Figura II.A.3. Variación de la amplitud con el offset para dos modelos. . . . .	19
Figura II.A.4. Efecto del buzamiento con el ángulo de incidencia. . . . .	20
Figura II.B.1. Respuesta sísmica de dos impulsos de igual amplitud y polaridad opuesta. . . . .	25
Figura II.B.2. Resolución temporal de la ondícula tipo sinc. . . . .	26
Figura II.B.3. Ondícula tipo Ricker. . . . .	26
Figura II.B.4. Zonas de Fresnel. . . . .	27
Figura II.B.5. Explicación de la zona de Fresnel para cambios en la forma de onda producidos por el borde de un rasgo. . . . .	28
Figura II.C.1. Gráfico de $V_p$ contra $V_s$ para calizas. . . . .	31
Figura II.C.2. Gráfico de $V_p$ contra $V_s$ para areniscas. . . . .	33
Figura II.C.3. Gráfico de $V_p$ contra $V_s$ para lutitas. . . . .	33
Figura II.C.4. Gráfico de $V_p$ contra $V_s$ para dolomitas. . . . .	34
Figura II.C.5. Gráfico de $V_p$ contra $V_s$ para un dato de registro sísmico de onda completa. . . . .	34
Figura II.C.6. Tendencia de $V_p/V_s$ contra $V_p$ para varias litologías. . . . .	34
Figura II.C.7. Gráfico de la línea recta de la ecuación de Castagna. . . . .	35
Figura II.C.8. Relación de Poisson contra la velocidad de la onda P. . . . .	36
Figura II.C.9. Relación $V_p/V_s$ contra la velocidad de la onda P. . . . .	36
Figura II.C.10. Medidas de laboratorio y de registros para arenas y lutitas mostrando la relación de Gardner. . . . .	38

Figura II.C.11. Tendencia de las curvas de velocidad-densidad de las areniscas. . . . .	39
Figura II.C.12. Mediciones de areniscas en laboratorio y en registros. . . . .	40
Figura II.C.13. Mediciones de lutitas en laboratorio y en registros. . . . .	41
Figura II.C.14. Tendencias de velocidad-densidad de Gardner y líneas de impedancia constante . . . . .	41
Figura II.C.15. Velocidad calculada contra saturación de agua para una arenisca típica bien consolidada . . . . .	46
Figura II.C.16. Variación de la velocidad de las ondas P y S con la presión para una arenisca de glauconita saturada de agua con una porosidad de 19.2% muestreada a una prof. de 3606.7 m. . . . .	47
Figura II.C.17. Variación de la deformación volumétrica con una presión para la muestra de la Figura II.C.16. . . . .	48
Figura II.D.1. Coeficiente de reflexión de Zoeppritz de la onda P para una lutita sobre una interfase de arena-gas para un rango de Rp valores. . . . .	49
Figura II.D.2. Clasificación de Castagna y Swan a la respuesta de la arena con gas de acuerdo con la posición en el plano A-B. . . . .	50
Figura II.D.3. Coeficiente de reflexión de onda plana en la cima de arena con gas de acuerdo a Castagna y Swan. . . . .	51
Figura II.D.4. Ejemplos de reflexiones de lutita sobre arena-gas y lutita sobre salmuera-arena. . . . .	51
Figura II.D.5. Diferencia en el comportamiento de AVO para una arena con gas cuando está sobrepuesta por una lutita o alternativamente. . . . .	52
Figura II.D.6. Diagrama del coeficiente de reflexión para arenas mucho más rápidas que las lutitas. . . . .	54
Figura II.D.7. Diagrama del coeficiente de reflexión para arenas iguales o ligeramente más rápidas que las lutitas. . . . .	55
Figura II.D.8. Diagrama del coeficiente de reflexión para arenas más lentas que las lutitas. . . . .	55
Figura II.D.9. Diagrama del coeficiente de reflexión para una lutita de alta velocidad/baja velocidad y una interfase de salmuera. . . . .	55
Figura II.D.10. Relación de velocidad-densidad con la profundidad para una región (arenas/lutitas)	56
Figura II.D.11. Estimación de los atributos de AVO. . . . .	56
Figura II.D.12. Código de color para transformar dos trazas atributo en una sola traza atributo. . . . .	57
Figura II.D.13. Gráfico de trazas de reflectividad NI-PR correspondientes al modelo de gas-saturado. . . . .	58
Figura II.D.14. Sección de reflectividad de incidencia normal para un modelo de gas-saturación con litología estimada como color de fondo. . . . .	58
Figura II.D.15. Sismograma sintético preapilado elástico y acústico usando los registros del pozo A como un modelo. . . . .	59

Figura II.D.16. Análisis de velocidad del sintético preapilado acústico del pozo A. ....	59
Figura II.D.17. Análisis de velocidad del sintético preapilado elástico del pozo A. ....	60
Figura II.D.18. Registro de impedancias del pozo M. 10 000 capas es el muestreo original a un pie de intervalo. 500 capas y 50 capas son los dos registros de bloques derivados del registro original. ....	60
Figura II.D.19. Tres sismogramas sintéticos de cero offset en 1-D generados desde los tres registros de impedancias mostrados en la figura anterior. ....	60
Figura II.D.20. Comparación de gathers sísmicos preapilados. ....	61
Figura II.D.21. Parametrización del modelo de Tierra para el cálculo del sismograma sintético $\tau$ -p por el método de reflectividad. ....	62
Figura II.D.22. Parametrización del modelo de Tierra para el cálculo de sismogramas sintéticos por el método reflectivo. ....	64
Figura III.1. Localización del área de estudio. ....	67
Figura III.2. Plano de formaciones en la Cuenca de Burgos. ....	67
Figura III.A.1.1. Plano de localización de áreas generadoras en las Formaciones Midway y Wilcox	68
Figura III.C.1. Ondícula de autocorrelación del Barrido. ....	70
Figura III.C.2. Ondícula de autocorrelación convertida en fase mínima. ....	71
Figura III.C.3. Ondícula de autocorrelación de fase mínima con filtro inverso. ....	71
Figura III.C.4. Sección migrada de Ro de la L-2024157. ....	73
Figura III.C.5. Sección migrada de Ro de la L-2024196. ....	74
Figura III.C.6. Sección migrada de Ro de la L-10436. ....	74
Figura IV.A.1. Registros del pozo Acuario-1. ....	77
Figura IV.A.2. Registros del pozo Rancherías Norte-1. ....	78
Figura IV.A.3. Registros del pozo Marte R. Gómez-1. ....	79
Figura IV.A.1.4. Sección sísmica interpretada y correlacionada con pozos cercanos. ....	80
Figura IV.A.1.5. Sección sísmica con CDP's de interés en la L-10436 en gathers y apilado/envolvente de la amplitud. ....	81
Figura IV.A.1.6. Sección apilada a diferentes offset's comunes L-10436. ....	82
Figura IV.A.1.7. Sección apilada a diferentes ángulos comunes L-10436. ....	83
Figura IV.A.1.8. Super-gather en ángulo común L-10436. ....	84
Figura IV.A.1.9. Super-gather en CMP común L-10436. ....	86

Figura IV.A.1.10. Atributos de AVO, P*G y Gradiente en L-10436. ....	87
Figura IV.A.1.11. Atributo de AVO P+G y P en L-10436. ....	88
Figura IV.A.1.12. Atributo de AVO de Smith y Gidlow en L-10436. ....	90
Figura IV.A.1.b.13. Análisis realizado al intervalo entre el CDP 1530-1720. ....	91
Figura IV.A.1.b.14. Análisis de la sección sísmica entre el CDP 1530-1720. ....	91
Figura IV.A.1.c.15. Modelado con las ecuaciones de Zoeppritz y el pozo Acuario-1. ....	93
Figura IV.A.1.c.16. Modelado con las ecuaciones de Zoeppritz y el pozo Marte R. Gómez-1. ....	94
Figura IV.A.1.d.17. Modelado de inversión con el pozo Acuario-1. ....	95
Figura IV.A.1.d.18. Curva de respuesta del modelo de inversión al coeficiente de correlación. ....	96
Figura IV.A.1.d.19. Modelado de inversión con el pozo Marte R. Gómez-1. ....	97
Figura IV.A.1.d.20. Localización de los horizontes analizados. ....	98
Figura IV.A.1.d.21. Curvas de AVO dentro de la capa de intervalo del horizonte 1. ....	98
Figura IV.A.1.d.22. Curvas de AVO dentro de la capa de intervalo del horizonte 2. ....	99
Figura IV.A.1.d.23. Curvas de AVO dentro de la capa de intervalo del horizonte 3. ....	100
Figura IV.A.1.d.24. Gráfico de Densidad contra Onda P con el pozo Acuario-1. ....	101
Figura IV.A.1.d.25. Gráfico de Densidad contra Onda P con el pozo Acuario-1 al intervalo de interés. ....	101
Figura IV.A.1.d.26. Gráfico de Densidad contra Impedancia Acústica de la Onda P con el pozo Acuario-1 al intervalo de interés. ....	102
Figura IV.A.1.d.27. Gráfico de Densidad contra Impedancia Acústica de la Onda S con el pozo Acuario-1 al intervalo de interés. ....	102
Figura IV.A.1.d.28. Gráfico de Relación de Poisson contra Onda P con el pozo Acuario-1 al intervalo de interés. ....	103
Figura IV.A.1.d.29. Gráfico de Relación de Poisson contra Impedancia Acústica de la Onda P con el pozo Acuario-1 al intervalo de interés. ....	103
Figura IV.A.1.d.30. Gráfico de Densidad contra Relación de Poisson con el pozo Acuario-1 al intervalo de interés. ....	104
Figura IV.A.2.1. Sección sísmica interpretada y correlacionada con los pozos cercanos. ....	106
Figura IV.A.2.2. Sección apilada con envolvente de amplitud y atributo de AVO P*G. ....	107
Figura IV.A.2.3. CDP gathers en distancia/ángulo. ....	108
Figura IV.A.2.4. Sección apilada a diferentes ángulos comunes en L-2024157. ....	109

Figura IV.A.2.5. Sección apilada a diferentes offset's comunes en L-2024157. ....	110
Figura IV.A.2.6. Super-gather en offset en L-2024157. ....	111
Figura IV.A.2.7. Super-gather en ángulo común en la L-2024157. ....	112
Figura IV.A.2.a.8. Atributos de AVO en la L-2024157. ....	114
Figura IV.A.2.a.9. Atributos de AVO en la L-2024157. ....	115
Figura IV.A.2.b.10. Análisis del gráfico P*G en el intervalo de interés entre el CDP 1570-1600. ...	117
Figura IV.A.2.b.11. Análisis de la sección sísmica dentro del intervalo de interés entre el CDP 1570-1600. ....	117
Figura IV.A.2.c.12. Modelado con las ecuaciones de Zoeppritz y pozo Marte R. Gómez. ....	118
Figura IV.A.2.d.13. Curva de respuesta del modelo de inversión al coeficiente de correlación. ....	120
Figura IV.A.2.d.14. Modelado de inversión con el pozo Marte R. Gómez-1. ....	121
Figura IV.A.2.d.15. Gráfico de Densidad contra Onda P con el pozo Marte R. Gómez-1. ....	122
Figura IV.A.2.d.16. Gráfico de Onda P contra Onda S. ....	123
Figura IV.A.2.d.17. Gráfico de Densidad contra Impedancia Acústica de la onda P con el pozo Marte R. Gómez-1. ....	123
Figura IV.A.2.d.18. Gráfico de Densidad contra Relación de Poisson con el pozo Marte R. Gómez-1. ....	124
Figura IV.A.2.d.19. Gráfico de Densidad contra Onda S con el pozo Marte R. Gómez-1. ....	124
Figura IV.A.2.d.20. Densidad contra Impedancia Acústica de la Onda S con el pozo Marte R. Gómez-1. ....	125
Figura IV.A.3.1. Sección interpretada de la L-2024196. ....	127
Figura IV.A.3.2. Sección de la transformada de Radón, la envolvente de amplitud y el atributo de P*G. ....	128
Figura IV.A.3.3. Sección formada por los gathers distancia-ángulo y apilado con un offset común. ....	129
Figura IV.A.3.4. Secciones apiladas a ángulos comunes con incrementos de 10 <sup>0</sup> cada una. ....	130
Figura IV.A.3.5. Secciones apiladas a diferentes offset's. ....	131
Figura IV.A.3.a.6. Secciones apiladas con diferentes atributos. ....	133
Figura IV.A.3.a.7. Secciones apiladas con diferentes atributos. P-G y de Smith and Gidlow. ....	134
Figura IV.A.3.b.8. Análisis realizado entre el CDP 2040-2080. ....	136
Figura IV.A.3.b.9. Análisis de la sección sísmica entre el CDP 2040-2080. ....	137
Figura IV.A.3.b.10. Análisis de la sección sísmica entre el CDP 2040-2080. ....	137

Figura IV.A.3.c.11. Modelado con las ecuaciones de Zoeppritz y el pozo Marte R. Gómez-1. . . . .	139
Figura IV.A.3.d.12. Modelado de inversión con el pozo Marte R. Gómez-1. . . . .	140
Figura IV.A.3.d.13. Modelado de inversión con el pozo Marte R. Gómez-1. . . . .	141

## SUMMARY

Reducing the exploration risk in the search for productive sands and productive limits is one of the main challenges that confront exploration studies in the Burgos basin. The inter-bedded productive sands vary from Miocene to Paleocene in age, in addition, there are limitations from the structural seismic viewpoint to locate them. There is a certain amount of ambiguity in the amplitude anomalies, because of their wavelength characteristics, that make them difficult to see when the thickness of the sand bodies is smaller than the wavelength.

With the discovery of "bright spots" in the early 1970's, it was possible to find a direct indicator, eventhough limited to one physical parameter (change in the impedance of the P wave or interval velocity), effective in only certain circumstances, and with a limited range of application. The analogy of this situation is determining the lithology with well logs. However, additional well logs are needed when confronted with more complex geology.

The new processing routines have permitted the generation of seismic attributes that can be physically related to the reservoir properties. This could clarify the necessary variables, and imply the type of lithology and/or fluid content and productive limits. With the use of multi-parameter seismic methods, such as multi-component seismic and the analysis of amplitude versus offset (AVO), there is great potential to improve and expand the petrophysical interpretation.

The use of AVO as a direct hydrocarbon indicator in clastic rocks is based upon the differences in the velocity response of the P-wave ( $V_p$ ) and the S-wave velocity ( $V_s$ ) in the reservoir rock, due to presence of gas in the pore spaces. The P-waves are sensitive to fluid changes in the pore spaces; the introduction of only a small quantity of air or gas in the rock can reduce the P-wave velocity drastically. In contrast, the S-wave does not see the pore spaces in the rock and has a velocity that depends principally upon the structure. The relationship  $V_p/V_s$ , expressed as Poisson's ratio, decreases greatly with just a small increase in the gas percentage.

The reflection coefficient of the P-wave at the interface between two media varies with the angle of incidence. The way in which this reflectivity varies is strongly affected by the relative values of the Poisson's ratio in the two media. For moderate angles of incidence, the relative changes in the reflection coefficient are particularly significant when there is a large difference between the two media.

The variations of the reflection and transmission coefficients with the angle of incidence (and it's corresponding increment in offset) are referred to as offset dependant reflectivity, and are the fundamental basis for the analysis of amplitude versus offset.

The study of AVO can be divided into three different categories, recognition methods, modeling methods, and inversion methods. The recognition methods consist of the techniques that only analyze seismic data, such as amplitude peaks, creating near and far offset gathers along with the design of gradient analysis.

In the modeling method, a model is used that may or may not be direct, using well logs or a single layer model to test and validate the seismic data. In our case, we validated with nearby wells projected to the lines in the study, considering the in-situ response with

gas and without gas, and water saturation calculated using the Biot-Gassman equation. To calibrate the data, we compared the seismic response on the amplitude anomaly with actual seismic.

Finally, seismic inversion gave us a quantitative way of comparison of our model and the seismic data, as well as a means to update the model if the comparison is poor.

The seismic attributes are important information that complements the well data. The application of the seismic attributes should be done with caution, because we need to consider the geologic model and the seismic response variations from the reservoir properties. Of the attributes generated by the seismic data, the relationship between amplitude and impedance was the most useful in the quantitative reservoir characterization. This was a direct relationship to the lithology, porosity, pore fill and other rock factors.

Secondly, the generation of synthetic models with well logs for reservoirs that did not produce gas. These also are an invaluable source of petrophysical information, and should be kept in mind when taking well logs in all wells.

All AVO studies should begin with knowledge of the geologic models (deposition environments, lithology, physical properties, etc.), necessary for the expected level of accuracy and for the prediction of reservoir contents. Only then can you apply the direct tools (models, processes, etc.) The synthetic seismogram generated from the modeling cannot be used to define amplitude anomalies because the effects of absorption, attenuation, etc. are not included in it.

The inversion modeling require knowledge of the model and the parameters that it contains. The idea is that the model simulates the actual data as though if you had the true lithology.

The high quality of the seismic data and the excellent tie with the wells (normalized and corrected) are necessary for the success of the AVO inversion. Pre-stack processing should be done to improve the horizon consistency, preserve amplitude, phase and frequency content, also considering utilizing the wave in the convolution process. The well logs used should be examined to assure the quality, and running DSI (Dipole Sonic Imager) logs should be considered to obtain in-situ measurements used to calculate Poisson's ratio.

The detailed study of the existent anomalies, correlated with the projected well logs, gives us a justified reason for each one of them, but that is not always the case. There are anomalies that can be correlated exclusively with the seismic information, this last due to facies changes. Anomaly behavior in these areas can be characterized by an AVO type III curve, which is characteristic of gas producing areas in the Gulf of México, similar to those from the Burgos Basin.

## RESUMEN.

Reducir el riesgo de la exploración en la localización de arenas productoras y delimitarlas espacialmente es uno de los principales problemas que enfrentan los estudios de exploración en la Cuenca de Burgos. Las arenas productoras se presentan en forma alternante del Mioceno al Paleoceno, aunado a las limitaciones que se tienen desde el punto de vista sísmico-estructural para ubicarlas y a la ambigüedad presente en las anomalías de amplitud, que por sus características de longitud de onda en la información sísmica, impiden ver cuerpos de menor espesor que aquéllas.

Con el descubrimiento de los puntos brillantes a principios de los 70's, se hizo posible encontrar un indicador directo, aunque limitado a un parámetro físico (cambio en la impedancia de la onda P o velocidad de intervalo), siendo efectivo sólo en algunas circunstancias, pero con un rango limitado de aplicación. Esta situación se presenta en forma análoga en la determinación de la litología con los registros de pozos. Sin embargo, son necesarios registros adicionales cuando las situaciones nos llevan a geologías más complejas.

Los nuevos esquemas de procesamiento, han permitido a la sismología generar atributos sísmicos que se pueden relacionar físicamente con las propiedades de los yacimientos, despejar las variables necesarias e inferir el tipo de litología y/o contenido de fluidos y delimitar espacialmente las zonas productoras. Por ello los métodos sísmicos de multiparámetros, como la sismología de multicomponentes y el análisis de amplitud contra el offset tienen el gran potencial de mejorar y expandir la aplicación de la interpretación petrofísica.

El uso del AVO como un indicador directo de hidrocarburos en rocas clásticas, se basa en las diferencias en la respuesta de las velocidades de la onda P ( $V_p$ ) y la velocidad de la onda S ( $V_s$ ) de una roca yacimiento, a la introducción de gas dentro de los espacios porosos. Las ondas P son sensibles a los cambios de fluidos en los espacios de los poros, por lo que al introducir solamente una pequeña cantidad de aire o gas en una roca se puede reducir la velocidad de la onda P drásticamente. En contraste la onda S no ve los espacios porosos de una roca y tiene una velocidad que depende principalmente de la estructura de ésta. La relación  $V_p/V_s$ , expresada como la relación de Poisson, decrece ampliamente cuando la saturación de gas alcanza sólo un pequeño porcentaje.

El coeficiente de reflexión de la onda P en una interfase de separación entre dos medios, varía con el ángulo de incidencia. Su variación está fuertemente afectada por

los valores relativos a la relación de Poisson en los dos medios. Para ángulos moderados de incidencia, los cambios relativos en los coeficientes de reflexión son significantes particularmente cuando la relación de Poisson difiere ampliamente entre los medios.

Las variaciones de los coeficientes de reflexión y transmisión con el ángulo de incidencia, es la reflectividad dependiente de la distancia (fuente-receptor) y es la base fundamental para el análisis de la amplitud contra (vs) offset (AVO).

El estudio de AVO se puede dividir en tres categorías diferentes; los métodos de reconocimiento, los de modelado y los de inversión. Los métodos de reconocimiento consisten en las técnicas que solamente analizan los datos sísmicos, tales como el picado de amplitudes y su graficado, creándose apilados con trazas cercanas y lejanas y el diseño de análisis de gradiente.

En el método de modelado se asume un modelo de Tierra que puede o no ser directo, usando registros de pozos o una simple capa de modelo para probar y validar el dato sísmico. En este caso validamos con pozos cercanos y proyectados a las líneas de estudio, considerando su respuesta in-situ (sin gas), con gas y con saturación de agua por la ecuación de Biot-Gassman, comparando de esta forma, su respuesta al efecto de la anomalía de amplitud con la sísmica real, para usarla como calibrador.

Finalmente, la inversión nos da una ruta cuantitativa de comparación de nuestro modelo y el dato sísmico, como también una ruta para actualizar el modelo si el ajuste es pobre.

Los atributos sísmicos constituyen una importante información que complementan los datos de pozos. Sin embargo, su aplicación debe hacerse con cuidado, pues se debe considerar un modelo geológico y las variaciones de la respuesta sísmica debidas a las propiedades del yacimiento. De los atributos generados de los datos sísmicos, los relacionados con la amplitud y la impedancia son los de más utilidad en la caracterización cuantitativa de un yacimiento, ya que estos se relacionan directamente con la litología, porosidad, relleno de poros y otros factores propios de las rocas.

De ahí la importancia de generar modelos sintéticos con registros de pozos para yacimientos improductivos de gas, los cuales son también una fuente invaluable de información petrofísica, por ello se debe tener en cuenta la toma de registros en todos los pozos.

Todo estudio AVO debe comenzar con el conocimiento de los modelos geológicos (ambientes de depósito, litología, propiedades físicas, etc.), necesarios para el tipo de

exactitud y predicción que un prospecto tiene almacenado. Sólo entonces se pueden aplicar las herramientas directas (modelos, procesos, etc). El sismograma sintético generado del modelado no puede ser usado para definir anomalías de amplitud, porque no está influenciado por los efectos de absorción, atenuación, etc.

El modelado de inversión requiere conocer un modelo definido y los parámetros que él contiene. La idea es que si el modelo se asemeja a los datos reales, es como si tuviéramos la litología verdadera.

La alta calidad de los datos sísmicos y el excelente amarre con los pozos (normalizados y corregidos) son requisitos para el éxito de la inversión de AVO. Los procesos en datos pre-apilados deben hacerse para mejorar la consistencia con la superficie, preservar amplitud, fase y contenido de frecuencias, considerando la utilización de la ondícula en el proceso de convolución. Los registros utilizados se deben examinar con la finalidad de corroborar su calidad, además de contemplar la toma de registros del tipo DSI (Dipole Sonic Imager), para las mediciones in-situ de la relación de Poisson.

El estudio detallado de las anomalías presentes, al correlacionarse con los registros de pozos proyectados, dan una razón justificada para cada una de ellas, aunque no siempre es así, pues hay anomalías que sólo son correlacionables con la información sísmica, debido a los cambios de fasies. El comportamiento de las anomalías en éstas áreas de interés, es el de una curva de AVO del tipo III, que es característica de las áreas gasíferas del Golfo de México semejantes a las curvas de la Cuenca de Burgos.

## I. INTRODUCCIÓN.

Desde los años 30's la exploración de hidrocarburos ha estado dominada por la técnica de reflexión sísmica. La alta resolución de los datos, el continuo muestreo obtenido y el bajo costo comparado con la perforación, hicieron del método una parte indispensable de la exploración moderna de aceite y gas.

En muchos casos los perfiles de reflexión sísmica se usaron para localizar estructuras que tienen el potencial de entrapar hidrocarburos. Anticlinales, trampas en fallas, y acuíferos estratigráficos son fácilmente configurados usando los datos de reflexión sísmica.

Con el poder de las computadoras modernas y los nuevos esquemas de procesamiento se liberó a la reflexión sísmica de su propósito original, la configuración estructural, por lo que ahora es importante extraer cierto número de atributos sísmicos, usando datos pre-apilados, post-apilados o la combinación de ambos. El avance en la habilidad para generar los atributos sísmicos y el creciente énfasis en la producción geofísica han permitido ampliar el uso de estos como predictores de las propiedades de los yacimientos. En muchos casos se puede mostrar una relación física justificable entre un atributo sísmico y las propiedades de yacimiento de interés. Cuando esto es cierto, se reduce la incertidumbre (Kalkomey, 1997). Con estos atributos, los geofísicos intérpretes pueden hacer mapas y observar tendencias de significado geológico en los datos sísmicos de valor económico, como sería en la presencia directa de hidrocarburos (Pennington, 1997), o correlacionarlos con los registros de pozos para usarlos en modelos geoestadísticos y extrapolar la información de las propiedades geofísicas de las rocas a áreas contiguas.

Antes de los años 70's los intérpretes únicamente podían conformarse con la configuración estructural de las líneas sísmicas, pero después del descubrimiento de los "puntos brillantes" y de las nuevas metodologías del procesamiento fue posible encontrar indicadores directos de hidrocarburos, como el AVO (amplitud versus offset), cuyo objetivo fundamental es el deducir cambios en las variaciones litológicas y/o de fluidos en el subsuelo (Martínez, 1996). El análisis sísmico, incluyendo todos los aspectos de adquisición, procesamiento e interpretación, se puede simplificar diciendo que: dadas las amplitudes y tiempos de arribo de un conjunto de trazas sísmicas, se puede determinar la litología de la tierra (Hampson y Russell, 1995). Para el caso de AVO el problema general se resume al diseño de una metodología en la secuencia de proceso, que permita a través de la sísmica, correlacionada con la información de registros de pozos, observar el efecto de la anomalía de amplitud para crear el modelo de datos apilados y preapilados, despejar las variables necesarias e inferir el tipo de litología y/o contenido de fluidos y su delimitación espacial a través del método de AVO.

## II. CONCEPTOS BÁSICOS.

El uso del AVO como un indicador directo de hidrocarburos en rocas clásticas se basa en las diferentes repuestas de las velocidades de onda P ( $V_p$ ) y la velocidad de la onda S ( $V_s$ ) de una roca reservorio en la introducción de gas dentro de los espacios porosos. Las ondas P son sensibles a los cambios de fluidos en los espacios de los poros, porque al introducir sólo una pequeña cantidad de aire o gas en una roca se puede reducir la velocidad de la onda P drásticamente. En contraste la onda S no ve los espacios porosos de una roca y tiene una velocidad que depende principalmente de la estructura de ella.

El decremento en la relación de  $V_p/V_s$  de una roca reservorio con la introducción de gas dentro del espacio poroso cambia la amplitud relativa de la reflexión desde la cima y base del yacimiento como una función del ángulo, en la cual, una onda incide en estos límites. El estudio de las amplitudes relativas a las trazas dentro de un CMP (punto medio común) gather, es conocido como el análisis de la variación de amplitud con el offset. La variación con el ángulo (AVA), denota el examen del muestreo de trazas de la misma localización del punto medio, en incrementos del ángulo de incidencia.

La eficacia del análisis de AVO depende de la habilidad para predecir los coeficientes de reflexión, basada en las ecuaciones de Zoeppritz (1919) que satisfacen las condiciones límite para la continuidad de los esfuerzos normal y tangencial, con el desplazamiento de ondas planas en una interfase continua entre dos espacios de medios elásticos.

Una onda plana P que incide directamente en una interfase con incidencia normal no experimenta conversión alguna a onda S. A cualquier ángulo diferente al de incidencia normal, una fracción de la onda incidente P se convierte en una onda S en el reflector (Figura II.1). La partición de una onda incidente en una interfase reflectante se expresa por medio de diversas ecuaciones: como la relación de la señal de incidencia a la transmitida, o a las amplitudes de desplazamientos reflejados, desplazamientos potenciales o energías. Las ecuaciones que describen los desplazamientos de las partículas, son las ecuaciones de Zoeppritz. Las soluciones a las ecuaciones de Zoeppritz para un reflector dado, dependen de las diferencias en  $V_p$ ,  $V_s$  y la densidad en los dos medios. La relación de  $V_p/V_s$  se puede expresar en términos de la relación de la constante elástica de Poisson ( $\sigma$ ) como:

$$\sigma = ((V_p/V_s)^2 - 2) / (2(V_p/V_s)^2 - 2). \quad (II.1)$$

Los ángulos para los rayos incidente, reflejado y transmitido en los límites, están relacionados acorde a la ley de Snell,

$$p = \frac{\sin \Theta_1}{V_{p1}} = \frac{\sin \Theta_2}{V_{p2}} = \frac{\sin \Phi_1}{V_{s1}} = \frac{\sin \Phi_2}{V_{s2}} \quad (II.2)$$

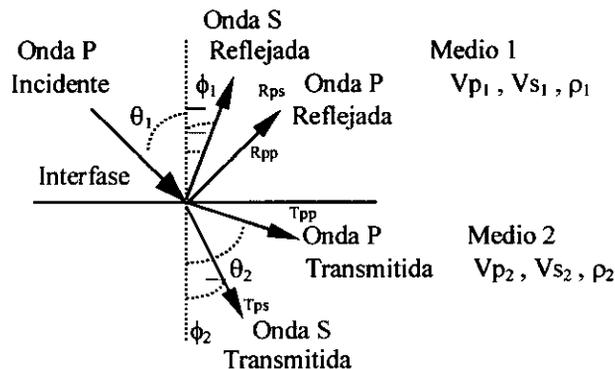


Fig.II.1.

$$R_p = \frac{I_{p2} - I_{p1}}{I_{p2} + I_{p1}}$$

∴ Rp es coeficiente de Reflexión de la onda P

$I_{p1}$  = impedancia del medio 1 =  $\rho_1 V_{p1}$

$I_{p2}$  = impedancia del medio 2 =  $\rho_2 V_{p2}$

$\rho_1$  = densidad del medio 1

$\rho_2$  = densidad del medio 2

El coeficiente de transmisión de la onda P en incidencia normal es  $T_p = 1 - R_p$ .

Las variaciones de los coeficientes de reflexión y transmisión con el ángulo de incidencia (y su correspondiente incremento en el offset), están referidas como el offset dependiente de la reflectividad y, son la base fundamental para el análisis de la amplitud contra (vs) offset (AVO). Los coeficientes  $R_{pp}$ ,  $R_{ps}$ ,  $T_{pp}$  y  $T_{ps}$ , en cualquier ángulo incidente dado  $\theta_i$ , son determinados completamente por la densidad y las velocidades de las ondas P y S de cada medio. Estos parámetros son dependientes de las propiedades físicas del medio, tales como litología, porosidad y contenido de fluidos en los poros (Castagna y Backus, 1993).

La figura II.2, ilustra la variación de los coeficientes de reflexión para una variedad de relaciones de impedancia con una constante de  $V_p/V_s$  de 2 en cada capa (ver Tabla II.1). Considerando que la figura II.2, muestra un rango entero de posibles ángulos de incidencia. Siendo los ángulos de incidencia comunes en la exploración de alrededor de 30 grados o menos, se pueden dar algunas observaciones:

- (1) La reflexión interna total siempre ocurre a 90 grados de ángulo de incidencia.
- (2) El cambio del coeficiente de reflexión con respecto al ángulo de incidencia es pequeño en ángulos bajos.
- (3) El primer ángulo crítico  $\theta_{C1}$  está dado por

$$\text{sen } \theta_{C1} = V_{p1} / V_{p2} .$$

Para capas elásticas, la energía de la onda P reflejada decrece después del ángulo crítico debido al aumento de conversión a ondas S reflejadas y transmitidas. Consecuentemente, éste puede ser un segundo ángulo crítico  $\theta_{C2}$  dado por

$$\text{sen } \theta_{C2} = V_{p1} / V_{s2} .$$

Bajo este ángulo crítico no hay ondas S transmitidas. Notándose que cuando  $V_{p1}$  es más grande que  $V_{s2}$  éste no es un segundo ángulo crítico, y las ondas S convertidas pueden ser transmitidas en todos los ángulos abajo de 90 grados. Similarmente, cuando  $V_{p1}$  es más grande que  $V_{p2}$ , éste no es el primer ángulo crítico, y las ondas P pueden ser transmitidas siempre.

(4) En la incidencia normal cercana,  $R_{pp}$  inicialmente decrece muy ligeramente con el incremento del ángulo. Las desviaciones de su comportamiento general pueden resultar de cambios en  $V_p/V_s$  a través de la interfase y formar la base para el análisis de litología sísmica.

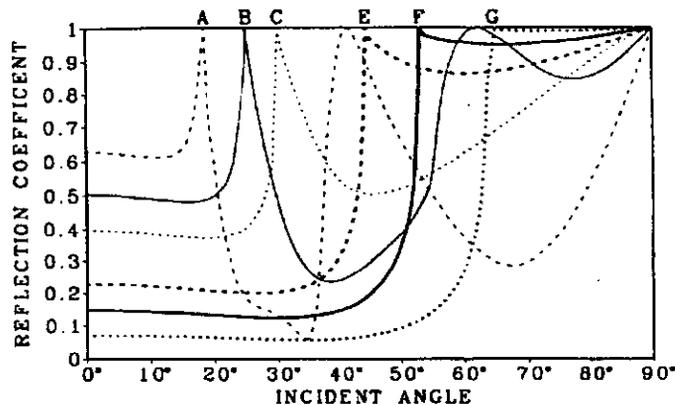


Fig.II.2 Coeficiente de reflexión de onda P contra ángulo de incidencia para seis modelos dados en la tabla II.1 (Richards, 1961).

Tabla II.1. Parámetros de la primera capa para seis modelos de Zoeppritz por Richards para estructuras de calizas del Paleozoico al Oeste de Canadá. Estos modelos corresponden a las curvas de los coeficientes de reflexión dados en la Figura 2 donde la segunda capa tiene los parámetros:  $V_p=20\ 000$  ft/s (6096 m/s),  $V_s=10\ 000$  ft/s (3048 m/s) y  $\rho$  es 2.65 gm/cc. Nótese que  $V_p/V_s = 2$  para todas las capas.

Modelo de Encima	$V_p$ (ft/s)	$V_p$ (m/s)	$V_s$ (ft/s)	$V_s$ (m/s)	$\rho$ (gm/cc)
A	6000	1829	3000	914	2.02
B	8270	2521	4135	1260	2.12
C	10000	3048	5000	1524	2.20
E	14000	4267	7000	2133	2.38
F	16000	4877	8000	2438	2.47
G	18000	5486	9000	2743	2.56

Las ecuaciones de Zoeppritz para una interfase de sólido a sólido son:

$$\begin{bmatrix}
 (1-2\text{sen}^2\phi_1) & -(1-2\text{sen}^2\phi_2) & -2\text{sen}\phi_1\cos\phi_1 & -2\text{sen}\phi_2\cos\phi_2 \\
 2\frac{V_{s_1}^2}{V_{p_1}^2}\text{sen}\theta_1\cos\theta_1 & 2\frac{V_{s_2}^2}{V_{p_2}^2}\text{sen}\theta_2\cos\theta_2 & (1-2\text{sen}^2\phi_1) & -(1-2\text{sen}^2\phi_2) \\
 \text{sen}\phi_1 & -\frac{\rho_1 V_{s_1}}{\rho_2 V_{s_2}}\text{sen}\phi_2 & \cos\phi_1 & \frac{\rho_1 V_{s_1}}{\rho_2 V_{s_2}} \\
 \rho_2 V_{p_2}\cos\theta_1 & \rho_1 V_{p_1}\cos\theta_2 & -\rho_2 V_{p_2}\text{sen}\theta_1 & \rho_1 V_{p_1}\text{sen}\theta_2
 \end{bmatrix}
 \begin{bmatrix}
 R_{pp} \\
 T_{pp} \\
 R_{sp} \\
 T_{sp}
 \end{bmatrix}
 \quad (II.3)$$

$$= \begin{bmatrix}
 -(1-2\text{sen}^2\phi_1) \\
 2\frac{V_{s_1}^2}{V_{p_1}^2}\text{sen}\theta_1\cos\theta_1 \\
 -\text{sen}\phi_1 \\
 \rho_2 V_{p_2}\cos\theta_1
 \end{bmatrix}$$

De donde:

$R_{pp}$  y  $R_{sp}$  = Coeficientes de reflexión de las ondas PP y SP

$T_{pp}$  y  $T_{sp}$  = Coeficientes de transmisión de las ondas PP y SP

$V_{p_1}$  y  $V_{s_1}$  = Velocidad de las ondas P y S en el medio 1

$V_{p_2}$  y  $V_{s_2}$  = Velocidad de las ondas P y S en el medio 2

$\rho_1$  y  $\rho_2$  = Densidad de los medios 1 y 2

$\theta_1$  y  $\phi_1$  = Ángulos de reflexión de las ondas P y S respectivamente

$\theta_2$  y  $\phi_2$  = Ángulos de refracción de las ondas P y S respectivamente.

Se puede determinar la expresión para los coeficientes de reflexión de la onda P en forma resumida:

$$R_{pp}(\theta) = \frac{\left[ (A_{11}\rho_2 V_{p_2}\cos\theta_1 + A_{12}\cos\theta_1\cos\theta_2) - (A_{22}\rho_1 V_{p_1}\cos\theta_2 + A_{21}\text{sen}\theta_1\text{sen}\theta_2) \right]}{\left[ (A_{11}\rho_2 V_{p_2}\cos\theta_1 + A_{12}\cos\theta_1\cos\theta_2) + (A_{22}\rho_1 V_{p_1}\cos\theta_2 + A_{21}\text{sen}\theta_1\text{sen}\theta_2) \right]} \quad (II.4)$$

de donde

$$A_{11} = \left[ 1 - \frac{Q}{\rho_2} \right]^2 \cdot \rho_2 V_{s_2}\cos\phi_1 + \rho_1 V_{s_1}\cos\phi_2$$

$$A_{22} = \left[ 1 - \frac{Q}{\rho_1} \right]^2 \cdot \rho_1 V_{s_1}\cos\phi_2 + \rho_2 V_{s_2}\cos\phi_1$$

$$A_{12} = V_{s_1}V_{s_2}[\rho_1 - \rho_2 + Q]^2$$

$$Q = 2p^2[\rho_2 V_{s_2}^2 - \rho_1 V_{s_1}^2]$$

$p$ =parámetro del rayo o de Snell =  $\text{sen}\theta_1 / V_{p_1}$

Para el caso de incidencia normal la ecuación toma la forma:

$$R_{pp}(0) = \frac{\rho_2 V_{p2} - \rho_1 V_{p1}}{\rho_2 V_{p2} + \rho_1 V_{p1}} = R_0 \quad (II.5)$$

Los coeficientes de reflexión calculados de las ecuaciones de Zoeppritz difieren en diversos aspectos, respecto de las amplitudes medidas en un levantamiento sísmico. Las ecuaciones de Zoeppritz describen ondas planas, mientras que las ondas sísmicas reales son esféricas, los coeficientes de reflexión están dados en la dirección de la propagación de la onda, en la dirección vertical medida en un levantamiento sísmico terrestre convencional. Las ecuaciones de Zoeppritz se aplican a una reflexión entre dos medios y no incluyen la ondícula de los efectos de interferencia causada por las capas subsecuentes, las amplitudes son una medida de los coeficientes de reflexión considerando la ausencia de efectos extraños, tales como pérdidas por transmisión, atenuación, divergencia, colocación de los geófonos y muchos otros factores que afectan la señal sísmica y que se analizarán más adelante.

Algunos rasgos adicionales a las ecuaciones de Zoeppritz son:

- (1) La conversión de las ondas S, reflejadas y transmitidas, son fuertes generalmente entre el primer ángulo crítico y el incidente cercano. La conversión de las ondas S puede ser muy fuerte en offsets comúnmente encontrados en la prospección sísmica.
- (2) Los coeficientes de reflexión son complejos más allá del ángulo crítico, por lo que se introduce un cambio correspondiente de fase.
- (3) Los coeficientes de reflexión y transmisión son independientes de la frecuencia.
- (4) El coeficiente de reflexión para una onda P continua hacia abajo, incidente en un medio 1 generalmente no es igual y es opuesta a aquella onda P continua hacia arriba, incidente en la misma interfase en un medio 2. Por lo que el comportamiento del coeficiente de reflexión es asimétrico.

Deberán considerarse algunas excepciones para ondas esféricas, las cuales exhiben coeficientes de reflexión dependientes de la frecuencia y para las cuales los coeficientes de reflexión máxima ocurren más allá del ángulo crítico. Sin embargo, para muchas de las aplicaciones de la exploración, la suposición de las ondas planas es considerada como adecuada.

Koefoed (1956, 1962) fue el primero en describir los cambios en los coeficientes de reflexión con el ángulo de incidencia resultado de las diferencias en la relación de Poisson a través de un reflector. Aunque Koefoed predijo que la variación de los coeficientes de reflexión con el ángulo de incidencia puede usarse para predicciones litológicas, el no anticipó que este trabajo permitiera las mediciones de la detección directa de hidrocarburos, probablemente porque las mediciones de las velocidades de las rocas que mostraban cambios en la relación de Poisson para rocas rellenas de gas no eran confiables (King, 1966; Domenico, 1974, 1976, 1977; Gregory, 1976). Por el mismo tiempo, en que Koefoed determinó que los cambios en las relaciones de Poisson tienen un gran efecto en los coeficientes de reflexión, como una función del ángulo de incidencia, Biot (1956) desarrolló una teoría de la propagación de las ondas elásticas en un medio poroso. Con incorporación de los resultados de Gassmann (1951), se hizo posible predecir las velocidades de las ondas P y S de rocas porosas con saturación de gas. Las teorías de las predicciones de la velocidad concordaron bien con el primer trabajo experimental de King, Gregory y Domenico, mostrando que las velocidades de las ondas P y S son afectadas diferencialmente por los cambios en los poros saturados. La presencia de un pequeño porcentaje de gas en los poros de una roca, tal como la arena, reduce la velocidad de la onda P de una roca, mientras que la velocidad de la onda S, en realidad se incrementa ligeramente en alta saturación de gas. La relación  $V_p/V_s$ , expresada como la relación de Poisson decrece rápidamente cuando la saturación de gas alcanza solamente un pequeño porcentaje.

En las Figuras II.3a, II.3b y II.3c, se ilustra el principio básico explotado cuando se usa el AVO en la detección de hidrocarburo; como  $\sigma_2$  decrece (puede ocurrir cuando el gas reemplaza a la salmuera), el coeficiente de reflexión se hace más negativo con el incremento del offset. Contrastando con el abuso frecuente que dice "el gas causa un incremento en la amplitud con el offset" lo cual es sólo correcto para  $R_p$  cercanos a cero o negativos (teniendo en mente que el incremento en "amplitud" resulta del incremento en la magnitud del coeficiente de reflexión en una dirección positiva o negativa). Para  $\Delta\sigma=0$  (Figuras II.3d y II.3f), disminuye el promedio de la relación de Poisson  $(\sigma_1 + \sigma_2)/2$ , también causa que el coeficiente de reflexión se haga más negativo con el incremento del offset. La comparación de las Figuras II.3b y II.3e muestra que el

efecto de disminución de  $\sigma_2$  ocurre para todas las relaciones de  $V_{p2} / V_{p1}$ . Si la relación de  $V_{p2} / V_{p1}$  varía con la densidad y la relación de Poisson permanece constante, la magnitud del efecto de AVO, queda esencialmente sin cambio (la curva de AVO cambia por el coeficiente de reflexión de incidencia normal  $R_p$ ).

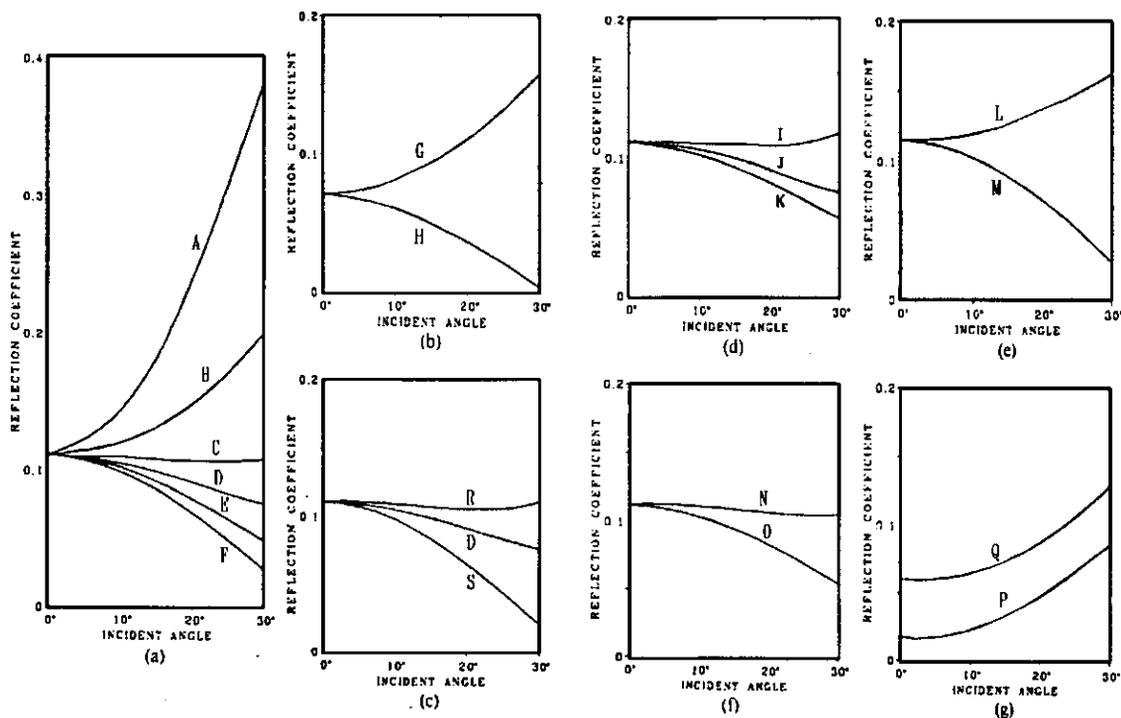


Fig. 3. Coeficiente de reflexión de la onda P contra el ángulo de incidencia para el modelo de parámetros dados en la Tabla 2 (a) y (b) muestran la variación de la relación de Poisson en el segundo medio, (c) y (e) muestran la variación de la relación de Poisson en el primer medio, (d) muestra la variación de valores de la relación de Poisson la cual es igual en ambos espacios medios, y (f) muestra la variación de valores de los contrastes de la velocidad de la onda P (Koefoed, 1955).

Koefoed (1955; ver Figura II.3) estableció cinco reglas empíricas, las cuales fueron más tarde verificadas en el artículo de Shuey publicado en 1985 en la revista Geophysics (A simplification of the Zoepritz equations), para ángulos moderados de incidencia:

- (1) "Cuando el medio subyacente tiene la mayor velocidad longitudinal (onda P) y otras propiedades relevantes, los dos estratos son iguales a cada uno del otro, un incremento en la relación de Poisson para el medio subyacente causa un incremento del coeficiente de reflexión en los ángulos mayores de incidencia". Shuey (1985) señaló que las cualidades concernientes a las propiedades del medio no son necesariamente para ésta y la siguiente regla.
- (2) "Cuando en el caso de arriba, la relación de Poisson para el medio incidente se incrementa, el coeficiente de reflexión en los ángulos grandes de incidencia, es de ese modo decreciente".
- (3) "Cuando en el caso de arriba, la relación de Poisson para ambos medios se incrementa y se conserva igual en cada uno del otro, el coeficiente de reflexión en los ángulos grandes de incidencia es de ese modo decreciente". Esto es verdadero solamente cuando el parámetro B de Shuey es más grande que -1.
- (4) "El efecto mencionado en (1) llega a hacerse más pronunciado cuando el contraste de velocidad es más pequeño".
- (5) "El intercambio de la incidencia y el medio subyacente, afectan la forma de las curvas sólo ligeramente, arriba de los valores de los ángulos de incidencia, en al menos 30 grados". En otras palabras, el coeficiente de reflexión es cercanamente, pero no lo bastante, simétrico en ángulos moderados.

**Tabla II.2. Parámetros para los modelos de Zoeppritz de la Figura II.3 (Koefoed, 1955).**

Modelo	$\rho_2/\rho_1$	$V_{p2}/V_{p1}$	$\sigma_1$	$V_{p1}/V_{s1}$	$\sigma_2$	$V_{p2}/V_{s2}$
A	1.0	1.25	.25	1.73	.50	$\infty$
B	1.0	1.25	.25	1.73	.40	2.45
C	1.0	1.25	.25	1.73	.30	1.87
D	1.0	1.25	.25	1.73	.25	1.73
E	1.0	1.25	.25	1.73	.20	1.63
F	1.0	1.25	.25	1.73	.15	1.56
G	1.0	1.15	.25	1.73	.40	2.45
H	1.0	1.15	.25	1.73	.15	1.56
I	1.0	1.25	.40	2.45	.40	2.45
J	1.0	1.25	.25	1.73	.25	1.73
K	1.0	1.25	.15	1.56	.15	1.56
L	1.0	0.80	.40	2.45	.25	1.73
M	1.0	0.80	.15	1.56	.25	1.73
N	1.0	0.80	.40	2.45	.40	2.45
O	1.0	0.80	.15	1.56	.15	1.56
Q	0.9	1.25	.25	1.73	.36	2.14
P	0.9	1.15	.25	1.73	.36	2.14
R	1.0	1.25	.15	1.56	.25	1.73
S	1.0	1.25	.40	2.45	.25	1.73

Bortfeld linearizó las ecuaciones de Zoeppritz, asumiendo pequeños cambios en las propiedades de las capas, obteniendo:

$$R_{pp}(\Theta_1) \approx \frac{1}{2} \ln \left[ \frac{V_{p2} \rho_2 \cos \Theta_1}{V_{p1} \rho_1 \cos \Theta_2} \right] + \left( \frac{\sin \Theta_1}{V_{p1}} \right)^2 (V_{s1}^2 - V_{s2}^2) \times \left[ 2 + \frac{\ln \left( \frac{\rho_2}{\rho_1} \right)}{\ln \left( \frac{V_{s2}}{V_{s1}} \right)} \right] \quad (II.6)$$

Esta aproximación fue también seguida por Aky y Richards (1980) quienes derivaron una forma simple parametrizada, en términos de los cambios de densidad, velocidad de la onda P y velocidad de la onda S a través de la interfase:

$$R_{pp}(\Theta) \approx \frac{1}{2} \left( 1 - 4p^2 V_{s_a}^2 \right) \left( \frac{\Delta \rho}{\rho_a} \right) + \frac{1}{2 \cos^2(\Theta)} \times \frac{\Delta V_p}{V_{p_a}} - 4p^2 V_{s_a}^2 \frac{\Delta V_s}{V_{s_a}} \quad (II.7)$$

donde

$$\begin{aligned} \Delta \rho &= \rho_2 - \rho_1, \\ \Delta V_p &= V_{p2} - V_{p1}, \\ \Delta V_s &= V_{s2} - V_{s1}, \\ \rho_a &= (\rho_2 + \rho_1) / 2 \\ V_{p_a} &= (V_{p2} + V_{p1}) / 2, \\ V_{s_a} &= (V_{s2} + V_{s1}) / 2, \\ \Theta &= (\Theta_1 + \Theta_2) / 2 \end{aligned}$$

Y  $p$  es el parámetro del rayo como se definió en la ecuación (II.2). En el intercambio de las propiedades del medio simplemente cambian el signo de  $\Delta \rho$ ,  $\Delta V_p$  y  $\Delta V_s$  la ecuación (II.7), es completamente diferente de las ecuaciones de Zoeppritz donde el coeficiente de reflexión es simétrico. Para reflexiones de capas más bien que interfases aisladas, la superposición de la onda P y la onda S convertida localmente pueden, cancelar parcialmente la asimetría predicha por las ecuaciones de Zoeppritz, para primarios únicamente. Así, para

algunos usos, las aproximaciones de Aki y Richards son más apropiadas que las ecuaciones exactas de Zoeppritz.

La aproximación lineal de los coeficientes de reflexión, asume que las variaciones de  $V_p$ ,  $V_s$  y  $\rho$  a través de la interfase son pequeñas. En la práctica el parámetro  $\Delta\rho/\rho_a$  (reflectividad debida a la densidad) no se puede estimar satisfactoriamente por la inestabilidad de la matriz, longitud del cable limitada, ruido y recuperación deficiente de las amplitudes. Para reducir la inestabilidad en la estimación de la densidad se sugiere usar la fórmula de Gardner.

$$\rho = \xi \cdot V_p^\gamma, \quad \frac{\Delta\rho}{\rho} = \gamma \cdot \frac{\Delta V_p}{V_p} \quad (\text{II.8})$$

de donde

$$\xi = 1.741 \text{ cuando } V_p \text{ está expresada en Km/s}$$

$$\xi = 0.23 \text{ cuando } V_p \text{ está expresada en pies/s}$$

$$\gamma = 0.25$$

Otra de las aproximaciones a la ecuación de Zoeppritz fue dada por Bortfeld (Castagna, 1993) que es una aproximación no-lineal a los coeficientes de reflexión, donde los efectos de los fluidos y los sólidos aparecen separados explícitamente.

$$R_{pp}(\Theta_1) = \underbrace{\frac{V_{p2}\rho_2 \cos \Theta_1 - V_{p1}\rho_1 \cos \Theta_2}{V_{p2}\rho_2 \cos \Theta_1 + V_{p1}\rho_1 \cos \Theta_2}}_{\text{EFECTO COMPRESIONAL (FLUIDOS)}} + \underbrace{\left(\frac{\sin \Theta_1}{V_{p1}}\right)^2 \cdot (V_{s1} + V_{s2}) \cdot \left[3(V_{s1} - V_{s2}) + 2\left(\frac{V_{s2}\rho_1 - V_{s1}\rho_2}{\rho_2 + \rho_1}\right)\right]}_{\text{EFECTO TRANSVERSAL (SÓLIDOS)}} \quad (\text{II.9})$$

Para el caso especial de capas de fluidos, el coeficiente de reflexión está dado exactamente por:

$$R_{pp}(\Theta_1) = \frac{V_{p2}\rho_2 \cos \Theta_1 - V_{p1}\rho_1 \cos \Theta_2}{V_{p2}\rho_2 \cos \Theta_1 + V_{p1}\rho_1 \cos \Theta_2} \quad (\text{II.10})$$

La ecuación (II.10) está referida como el coeficiente de reflexión "acústica"  $R_f(\Theta_1)$ . Hilterman reconoció que el primer término de la ecuación (II.9) es igual a la ecuación (II.10) y modificó la ecuación de Bortfeld tal que

$$R_{pp}(\Theta_1) = R_f(\Theta_1) + R_{sf}(\Theta_1) \quad (\text{II.11})$$

Donde,  $R_{sf}(\Theta_1)$ , es el factor de corte dado por el segundo término de la ecuación (II.9). Para grandes contrastes entre las propiedades de las capas,  $R_{sf}$  puede ser multiplicado por  $\left[1 - R_f(\Theta_1)\right]^2$  para la mejor aproximación de la ecuación completa de Zoeppritz.

La separación de la ecuación de Bortfeld dentro de los términos de "acústico o fluido" y "corte" puede también ser realizada asumiendo densidad constante con:

$$R_{pp}(\Theta_1) = \frac{V_{p2}\rho_2 \cos \Theta_1 - V_{p1}\rho_1 \cos \Theta_2}{V_{p2}\rho_2 \cos \Theta_1 + V_{p1}\rho_1 \cos \Theta_2} + 2\left(\frac{\sin \Theta_1}{V_{p1}}\right)^2 (V_{s1}^2 - V_{s2}^2) \quad (\text{II.12})$$

La figura II.4 tras de Hilterman ilustra el efecto del factor de corte. Notándose que variando el factor de corte puede causar que  $R_{pp}(\Theta_1)$  se incremente o decrezca con el incremento del offset.

Shuey (1985) presentó otra forma de la aproximación de Aki y Richards

$$R_{pp}(\theta_1) \approx R_p + \left( A_0 R_p + \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma)^2} \right) \sin^2 \theta_1 + \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_{p_a}} (\tan^2 \theta_1 - \sin^2 \theta_1) \quad (\text{II.13})$$

donde  $R_p$ , es el coeficiente de incidencia normal,  $A_0$  está dado por

$$A_0 = B_0 - 2(1+B_0) \left( \frac{1-2\sigma}{1-\sigma} \right) \quad (\text{II.14})$$

y

$$B_0 = \frac{\frac{\Delta V_p}{V_{p_a}}}{\frac{\Delta V_p}{V_{p_a}} + \frac{\Delta\rho}{\Delta\rho_a}} \quad (\text{II.15})$$

La ventaja de esta forma es que cada término simplemente describe un rango angular diferente de la curva de offset. El primer término es el coeficiente de incidencia normal, el segundo predomina en ángulos intermedios y el tercero es dominante cuando el ángulo crítico es aproximado. Así, para ángulos restringidos de incidencia, se tiene una ecuación lineal de  $\sin^2 \theta_1$ .

$$R_{pp}(\theta_1) \approx R_p + B \sin^2 \theta_1. \quad (\text{II.16})$$

Con frecuencia se usa "A" para representar el coeficiente de reflexión de incidencia normal  $R_p$ . B es llamado el "gradiente de AVO" y está dado por

$$B = A_0 R_p + \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma)^2} \quad (\text{II.17})$$

Wiggins (Castagna, 1993) mostró que si  $V_p/V_s$  es alrededor de 2, para pequeños ángulos entonces

$$B = R_p - 2R_s \quad (\text{II.18})$$

Esta aproximación simplifica ampliamente la interpretación del AVO.

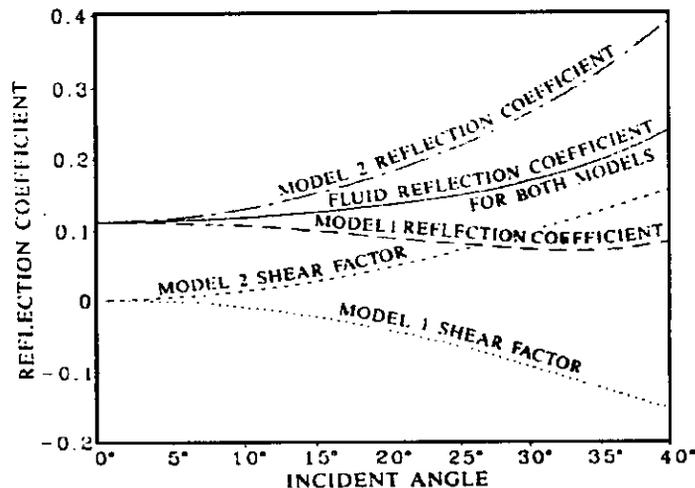


Fig.II.4. El efecto del término de corte,  $R_s$ , en el coeficiente de reflexión de la onda P para dos modelos. Modelo 1 tiene  $V_{p1} = 10\,000$  ft/s (3048 m/s),  $V_{p2} = 12\,500$  ft/s (3810 m/s), la relación de Poisson igual a .25 para ambos medios y la densidad es constante. El modelo 2 es el mismo excepto la relación de Poisson es .1 para el medio 1 y .4 para el medio 2 (Hilterman 1983, sacado de Castagna, 1993).

Hilterman (1989) derivó otra aproximación conveniente:

$$R_{pp}(\theta_1) \approx R_p \cos^2 \theta_1 + 2.25 \Delta \sigma \sin^2 \theta_1 \quad (\text{II.19})$$

Así, en ángulos pequeños  $R_p$  domina el coeficiente de reflexión, mientras que  $\Delta \sigma$  domina en grandes ángulos. Se puede pensar en apilados de offsets cercanos como imágenes de contrastes de impedancia de la onda P, mientras que las imágenes de apilados de offsets lejanos en contrastes de la relación de Poisson.

Aki, Richards, Wiggins y Shuey mostraron que la información adicional obtenida por el análisis de AVO es  $\Delta \sigma$  (o el equivalente  $R_s$ ). Cuando el ángulo incidente de apertura se incrementa, el tercer término en la aproximación de Shuey se hace más significativo y proporciona nueva información (contraste de la velocidad de la onda P desde la cual el contraste de densidad puede ser desenredado). Igual con un ángulo de incidencia de 45 grados, la recuperación del tercer término es menos robusta que la recuperación del segundo término. Sin embargo, Parson mostró resultados promisorios para la separación del tercer parámetro del gradiente. El tercer parámetro propio de  $R_{pp}$  ( $\theta_1$ ) es importante en la detección directa, puesto que potencialmente puede, dar una distinción entre puntos brillantes causados por altas o bajas saturaciones de gas.

La aproximación parabólica de Pan (1985), modela el efecto de AVO con suficiente precisión hasta los 40 grados de ángulo de incidencia. Requiriendo de datos con distancias de cables grandes y correcciones dinámicas precisas:

$$R_{pp}(\theta) \cos^2 \theta = R_0 - \frac{1}{2} \left[ \frac{\Delta \rho}{\rho} + \frac{4V_s^2}{V_p^2} \left( \frac{2\Delta V_s}{V_s} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) \right] \sin^2 \theta + 2 \left( \frac{V_s}{V_p} \right)^2 \left( \frac{2\Delta V_s}{V_s} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) \sin^4 \theta \quad (\text{II.20})$$

Esta aproximación también tiene otro significado físico:

$$R_{pp}(\theta) \cos^2 \theta = \frac{1}{4} \left[ \frac{\Delta \rho}{\rho} + \frac{\Delta M}{M} - \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta \rho}{\rho} + \frac{4\Delta \mu}{M} \right) \right] \sin^2 \theta + \frac{2\Delta \mu}{M} \sin^4 \theta \quad (\text{II.21})$$

de donde:

- M = módulo de Young,
- $\mu$  = módulo de rigidez,
- $\rho$  = densidad,
- $\Delta M$  = contraste en el módulo de Young,
- $\Delta \mu$  = contraste en el módulo de rigidez y
- $\Delta \rho$  = contraste en la densidad.

En 1987 Wright formuló una aproximación a las ecuaciones de Zoeppritz que tiene la ventaja de satisfacer completamente la ecuación de Shuey (1985) y con más significado físico. La interpretación del efecto de los fluidos en esta ecuación es más directa.

$$R_{pp}(\theta) = R_0 + \frac{1}{2} \left[ \frac{\Delta V_p}{V_p} - \left( \frac{2V_s}{V_p} \right)^2 \frac{\Delta \mu}{\mu} \right] \sin^2 \theta + \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p} \tan^2 \theta \sin^2 \theta \quad (\text{II.22})$$

Donde  $\Delta \mu$  es el contraste en el módulo de rigidez y  $\mu$  es el promedio de los módulos de rigidez de los medios suprayacente y subyacente.

## II.A. SECUENCIA DE PROCESAMIENTO DE LA INFORMACIÓN SÍSMICA.

### II.A.1. FACTORES QUE AFECTAN EL ANÁLISIS DE AVO.

Considerando que todos los efectos de propagación de onda pueden afectar significativamente las mediciones de la variación de la amplitud con el offset (AVO), donde se incluyen pérdidas por dispersión, transmisión, múltiples intracapas, reflexiones de múltiples de la superficie, conversión de ondas del modo P-SV y atenuación inelástica, se debe de tener especial interés en la secuencia de procesamiento de la información de campo. Los coeficientes de reflexión varían como una función del offset (o parámetro del rayo o ángulo de incidencia) debido a cambios en el parámetro elástico a través de una interfase, donde estos se pueden usar para inferir cambios de fluidos y/o litológicos desde una formación geológica a otra (Rutherford y Williams, 1989). Aunque muchos otros factores también pueden afectar la información de la variación de la amplitud con el offset Figura II.A.1, se pueden clasificar dentro de las siguientes cuatro categorías: (1) adquisición de datos, (2) procesamiento de datos, (3) geológicos y (4) efectos de propagación de onda.

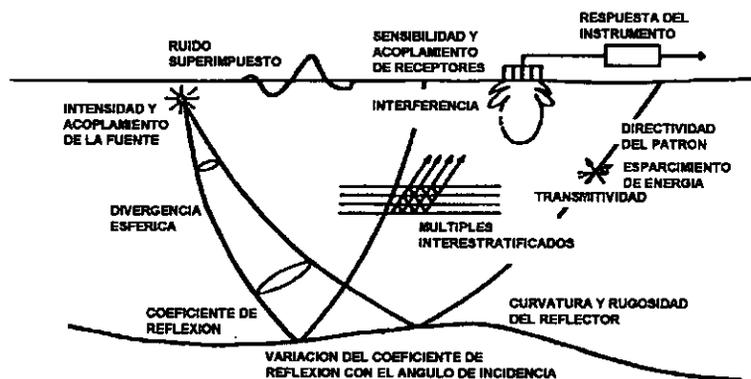


Figura II.A.1. Factores que afectan el análisis de AVO (Sheriff, 1975).

(1) **Adquisición de datos.** Los datos primarios de entrada son valores de amplitud como funciones de offset, pero dichos cambios de reflectividad no son los únicos parámetros que causan tales variaciones. La siguiente lista, es de parámetros que cambian la reflectividad y que también afectan las amplitudes:

- Dirección de la fuente y efecto de arreglos.
- Arreglos de recepción.
- Variaciones de la velocidad cerca de la superficie.
- Dispersión geométrica.
- Pérdidas de propagación de altas frecuencias (filtro terrestre).
- Distorsión de fase dispersiva.
- Anisotropía en la velocidad.
- Interferencia de forma de onda (capas delgadas).
- Interferencia de múltiples de período corto.
- Curvatura del reflector.
- Atenuación inelástica.
- Efectos de transmisión de sobrecarga.

**Dirección de la fuente y efecto de arreglos.**- Dentro de este punto se deben considerar los patrones de radiación terrestres y marinos, dados por la ubicación de la fuente con respecto al arreglo de recepción, a la "iluminación" de la zona de Fresnel, al efecto de echado que incrementa la velocidad aparente y a las imágenes de estructuras complejas del subsuelo que también son factores que alteran la respuesta real. Las variaciones en la intensidad de la fuente de energía, el acoplamiento de la plancha de los vibradores, cambios

de presión en las pistolas de aire y las variaciones de la geología superficial son factores que se deben considerar en el diseño del arreglo del patrón de fuentes.

**Arreglos de recepción.**- El acoplamiento de los receptores al medio, plantado no vertical de los geófonos, receptores dañados, cables marinos con fugas de fluido y decaimiento eléctrico al final del cable marino, son las variaciones en la sensibilidad que sufren los receptores. Se debe de tomar en cuenta que uno de los métodos más comunes usados para la atenuación de ruido, es la suma del arreglo de recepción, en campo esto se hace físicamente por la suma de la salida del número de localizaciones separadas de los geófonos. Aunque ciertas áreas pueden producir mejores resultados que otras, se deben considerar los siguientes puntos cuando se seleccionen los parámetros óptimos de operación:

FUENTE.	Control de fuente preferida. Si es vibrosismos, usar banda amplia de frecuencias, quizá no lineal.
ARREGLO DE FUENTE.	Puntos fuente preferidos. Tan corto como sea posible.
GEÓFONO.	Frecuencia de resonancia baja. Buen acoplamiento. Considerar el uso de geófonos de multicomponente.
ARREGLO GEÓFONOS.	Tan corto como sea posible, excepto en áreas de datos muy ruidosos (causa que el AVO no pueda trabajar).
INTERVALO PUNTOS DE TIRO.	Suficientemente cortos para un buen apilamiento. Considerando el efecto en un apilado de offset común.
INTERVALO GRUPOS.	Suficientemente cortos para prevenir el efecto de alias. Considerando números de canales y offset's.
OFFSET CERCANO.	Cerrado lo suficiente para adecuar la estimación de $R_0$ pero lo suficiente alejado para evitar el ruido del tiro.
OFFSET LEJANO.	Alejado lo suficiente para una buena respuesta de AVO pero no más allá de la distancia crítica (para el modelado).

**Variaciones de la velocidad cerca de la superficie.**- La velocidad de la capa de la superficie se usa como un factor en el cálculo del offset y la determinación del efecto del grand roll. Normalmente la capa de intemperismo es de baja velocidad (caso terrestre), por su exposición e intemperismo, pero también puede ser bastante compleja y tener diversas capas de velocidad variante. Para el diseño de un levantamiento la velocidad exacta no es necesaria. En áreas donde la capa de intemperismo es conocida, es necesario el levantamiento de refracción para el control del corrimiento en tiempo de las estáticas. Cualquier cambio de amplitud o comportamiento anómalo puede ser significativo, de modo que las zonas de interés deben estar libres de perturbaciones fuera de lugar, como aquellas causadas por las capas cerca de la superficie. Los factores consistentes con la superficie se pueden dividir en fuente, receptor, offset y componentes del subsuelo, y estos a su vez dividirse en factores de amplitud y fase (o corrimiento en tiempo).

**Dispersión geométrica.**- La dispersión geométrica se refiere al decremento en amplitud de la ondícula fuente cuando ésta se propaga desde su punto de origen. La decisión acerca de cuando usar la opción de dispersión geométrica no siempre es simple. El principal efecto de esta opción en los sintéticos es el producir un decremento significante en amplitud con tiempos de viaje doble y un menor decremento con el offset. El nuevo argumento del uso de esta opción en datos sísmicos reales es que son corregidos normalmente durante el procesamiento por la dispersión geométrica. Puesto que el propósito principal de crear un sintético es el de comparar estos con los datos reales, en este caso no debe estar presente dicho efecto. Por otra parte, da información de la dependencia del offset con la dispersión geométrica puesto que es la llave del problema en AVO.

Newman dio las ecuaciones necesarias para corregir por dispersión geométrica. En incidencia normal:

$$D_o = tV_a^2 / V_1 ,$$

$$t_o = \sum t_i ,$$

y

$$V_a^2 = \sum t_i V_i^2 / t_o$$

donde,

- $D_o$  = divergencia geométrica en incidencia normal,
- $V_1$  = velocidad en la primera capa,
- $t_o$  = tiempo doble de reflexión en cero offset,
- $t_i$  = intervalo de tránsito de tiempo doble de la capa  $i$ ,
- $V_a$  = tiempo-peso de la velocidad rms,
- $n$  = el número de capa  $i$ .

En incidencia no-normal

$$D(\Theta) = \frac{(X^2 + 2X\sum d_i \tan^3 \Theta_i)^{1/2}}{\tan \Theta_1}$$

y

$$X = 2\sum d_i \tan \Theta_i$$

donde

- $D(\Theta_1)$  = divergencia geométrica contra ángulo de incidencia,
- $X$  = offset,
- $\Theta_i$  = ángulo de incidencia en la capa  $i$ , y
- $d_i$  = espesor de la capa  $i$ .

**Pérdidas de propagación de altas frecuencias.**- Aunque generalmente los sistemas de geófonos y de registro de grabación son adecuados para registrar hasta 125 Hz y los filtros del muestreo normales (que cortan exactamente arriba de  $\frac{1}{4} \Delta$  donde  $\Delta$  es la razón de muestreo) permiten registrar hasta 250 Hz para muestreos de 1 ms, el ancho de banda de la mayoría de las exploraciones de reflexión sólo es de 10 a 90 Hz. Puesto que tanto la resolución vertical como la horizontal permanecen constantes mediante las componentes de alta frecuencia, el ancho de banda se debe ampliar hacia arriba para obtener una resolución más alta. Las limitaciones de alta frecuencia se deben generalmente a: limitaciones de la fuente, procesos dentro de la tierra que absorben las altas frecuencias, condiciones en la superficie o cerca de ella, incluyendo efectos del arreglo de recepción e instrumentos de registro. Las altas frecuencias se atenúan en la Tierra por absorción y múltiples sucesivos. El factor práctico limitrofe es la amplitud de la energía de reflexión de alta frecuencia útil comparada con el nivel de ruido. El ruido de alta frecuencia es debido a problemas electrónicos y puede ser editado.

**Distorsión de fase dispersiva.**- La dispersión de fase tiene asociados dos efectos combinados, uno no-lineal que está asociado al efecto de fase mínima debido al factor de calidad (absorción)  $Q$  y el lineal relacionado al efecto dispersivo debido a  $Q$ . El efecto dispersivo se suscita, cuando los componentes de frecuencia viajan en diferentes velocidades. Si se considera que un tren de onda avanza aumenta la velocidad y es una dispersión, si retrocede es una dispersión de inversión, y cuando no hay variación de la velocidad no hay dispersión, como en el caso de la onda de aire. Cuando el coeficiente de absorción decrece con la disminución de la frecuencia, se asume que la absorción es insignificante para frecuencias bajas.

**Anisotropía en la Velocidad.**- En materiales anisótropos, las velocidades de las ondas  $P$  y  $S$  son dependientes de la dirección de propagación. Además, para las ondas  $S$ , la velocidad también depende de la polarización de la onda. Al análisis de AVO, le concierne la anisotropía de las rocas de arriba y la vecindad del objetivo (particularmente en lutitas) donde puede influir la respuesta de AVO. Las rocas sedimentarias generalmente exhiben isotropía transversal para las cuales dos de las tres direcciones ortogonales de propagación son equivalentes. Para la propagación perpendicular a las capas, la anisotropía transversal exhibe una velocidad de onda  $P$  y una velocidad de onda  $S$ . Para la propagación paralela a las capas hay tres velocidades de ondas: compresional, de corte polarizada horizontalmente y de corte polarizada verticalmente.

La onda de corte polarizada verticalmente se propaga paralela a las capas teniendo la misma velocidad como la onda de corte propagada verticalmente.

La anisotropía de la onda P (E) se define como:

$$E = (V_{ppa} - V_{ppe}) / V_{ppe}$$

donde

$V_{ppa}$  = velocidad compresional paralela a las capas y

$V_{ppe}$  = velocidad compresional perpendicular a las capas.

Similarmente, la anisotropía de la onda de corte G se define como

$$G = (V_{spa} - V_{spe}) / V_{spe}$$

donde

$V_{spa}$  = velocidad de onda de corte polarizada horizontalmente paralela a las capas y

$V_{spe}$  = velocidad de onda de corte perpendicular a las capas.

Backus (Castagna, 1993) mostró que la variación de la velocidad con el ángulo, para un material débil anisótropo, está dada por:

$$V^2 = A + C \cos^2 \theta + D \sin^2 \theta + E \cos^4 \theta + F \sin^4 \theta.$$

De la simetría de isotropía transversal esta ecuación se puede escribir como:

$$V^2 = (A + C + E) - (2C + 8E) \sin^2 \theta$$

o

$$V^2 = V_0^2 \left( 1 - 2 \frac{\Delta V^2}{V_0^2} \sin^2 \theta \right).$$

Donde  $\rho V^2 = A$  y  $\rho \Delta V^2 = A - (F + 2L)$  donde A, F, L, C y N son los módulos elásticos estándar. Note que  $V^2$  es independiente de C el cual es proporcional al cuadrado de la velocidad de la onda P en  $90^\circ$ . El efecto de esta anisotropía en el coeficiente de reflexión de la onda P, se calcula asumiendo que se puede substituir  $V(\theta)$  para una V en la fórmula de isotropía,

$$PP_{Anisotropia} = PP_{Isotropia} + \Delta V^2 / V^2 \sin^2 \theta.$$

Muchas rocas son anisotrópicamente débiles, con velocidades elásticas dependientes del ángulo de propagación (medido azimutalmente y desde la vertical) y de polarización (para ondas S). La dependencia azimutal puede ser ignorada, no así para la propagación de la onda P en ángulos de incidencia pequeños a moderados. Thomsen (Castagna, 1993) mostró que las variaciones de las velocidades normales al frente de onda son:

$$V_p(\theta) = \alpha_0 (1 + \delta \sin^2 \theta \cos^2 \theta + \epsilon \sin^4 \theta)$$

$$V_{S_\perp}(\theta) = \beta_0 \left[ 1 + \left( \frac{\alpha_0}{\beta_0} \right)^2 (\epsilon - \delta) \sin^2 \theta \cos^2 \theta \right]$$

$$V_{S_\parallel}(\theta) = \beta_0 (1 + \gamma \sin^2 \theta)$$

$S_\perp$  y  $S_\parallel$  denotan ondas S con vectores de polarización que tienen un componente perpendicular ( $\perp$ ) al plano de simetría, o es paralela al plano ( $\parallel$ ). Si el plano de simetría es paralelo a la superficie del terreno, estas ondas son polarizadas en línea o perpendiculares a la línea, respectivamente. En un contexto isotrópico estratificado horizontalmente, éstas pueden ser llamadas ondas SV y SH, respectivamente (L. Thomsen, 1993).

**Interferencia de forma de onda (capas delgadas).**- Los efectos de sintonización son causados por la ondícula de interferencia cuando el espesor en tiempo de la capa geológica es menor que el período dominante de la ondícula misma. Hay dos fuentes de los efectos de sintonización encontrados en un monitor:

(a) El espesor de la misma capa,

(b) La aparente sintonía causada por la trayectoria del rayo sísmico en diferentes offset's.

El primer efecto se puede cuantificar considerando los efectos de la ondícula desde una capa en forma de cuña la cual se adelgaza desde un espesor mucho más grande que el período de la ondícula sísmica al espesor de una muestra. El segundo efecto es modelado más aproximadamente usando el trazado de rayos. Sin, embargo la ecuación de NMO da una buena aproximación y es mucho más simple de usar. Porque el NMO naturalmente decrece con el incremento del registro de tiempo, la diferencia de tiempo entre la cima y la base de las reflexiones puede decrecer con el incremento del offset, por lo que  $\Delta T_x < \Delta T_0$ . Para pequeñas separaciones de eventos involucrados en el fenómeno de sintonización,  $\Delta T_0$  es pequeño y la relación  $\Delta T_x / \Delta T_0$  se hace importante. Los efectos de sintonía diferencial ocurren con cambios en offset, teniendo  $\Delta T_x / \Delta T_0$  aproximado a la derivada  $dT_x/dT_0$ , de la ecuación de NMO:

$$\frac{dT_x}{dT_0} = \left(1 + X^2 / T_0^2 V_{rms}^2\right)^{-1/2}$$

Usando parámetros realísticos para X,  $T_0$  y  $V_{rms}$  la derivada muestra que tiene un valor mínimo de alrededor de 0.70 para casos extremos. Esto implica que el intervalo de tiempo de espesores para un intervalo delgado como arena con gas puede decrecer desde offset's cercanos a alejados alrededor de 30%. Los efectos diferenciales de sintonización pueden ocurrir para dos reflexiones espaciadas cercanamente desde offset's cercanos a alejados. Usando las curvas apropiadas de respuesta, se puede mostrar que esta sintonización diferencial puede causar cambios de amplitud alrededor de 30% en los casos extremos. Este efecto puede tener incrementos o decrementos en amplitud con el offset dependiente sobre espesores de capas. Para capas delgadas, -como muchas arenas con gas menores de 15 m- este efecto resulta en un decremento en el registro de amplitud con un incremento de offset (Ostrander, 1984).

**Interferencia de múltiples de período corto.**- Las reflexiones múltiples representan el ruido coherente más común en los datos sísmicos. En general las reverberaciones son diferentes de las reflexiones múltiples, y están asociadas a eventos cíclicos de período muy corto y las reflexiones múltiples están asociadas a eventos cíclicos de período largo. Ambos tipos de eventos aparecen en el modelo convolucional de la traza sísmica real. Los problemas más severos de reverberaciones y reflexiones múltiples se presentan en el caso marino, donde la capa de agua está contenida entre dos coeficientes de reflexión muy grandes en magnitud. Muchos múltiples son identificados fácilmente por sus diferencias en la corrección dinámica de los primarios. Actualmente, es común emplear la técnica de la transformada Radón para estimar múltiples que son removidos determinísticamente. Los métodos para atenuar reverberaciones y múltiples se pueden agrupar en tres categorías.

1.- Por diferenciación basada en sobretiempo normal (NMO).

2.- Por periodicidad.

3.- Por modelado y resta.

La resultante de los datos debe tener buenas características de señal/ruido y los artefactos de procesamiento no deben aparecer, de modo que no afecten el gradiente de AVO. Sin embargo, los múltiples que no difieren significativamente de los primarios pueden permanecer en los datos. Tales residuales, múltiples de corrección baja, son difíciles de extraer sin afectar los primarios y por lo tanto causan degradación de la señal, distorsionando el gradiente de AVO (Ross, 1993).

**Curvatura del reflector.**- Haciendo una analogía con la óptica, se puede suponer que la curvatura de las interfases actúan como lentes y espejos curvados, concentrando o dispersando la energía sísmica. Hilterman (Castagna, 1993) definió el efecto de curvatura (CE) para una interfase reflejante como la relación de las amplitudes de reflexión desde una interfase curva a aquella de una interfase plana. Para incidencia normal:

$$CE = (1 + Z/A)^{-1/2}$$

Donde A es el radio de curvatura de la capa y Z es la profundidad.

Shuey et al. (1984) extiende esta ecuación al caso de incidencia no-normal

$$CE(\theta_1) = \left(1 + \frac{Z}{A_x \cos^2 \theta_1}\right)^{-1/2} \left(1 + \frac{Z}{A_y}\right)^{-1/2}$$

donde,  $A_x$  = radio de curvatura en dirección x,

$A_y$  = radio de curvatura en dirección y, y

$Z$  = profundidad de la cresta del anticlinal o valle del sinclinal.

Nótese que el radio es negativo para el límite del foco del sinclinal y que la ecuación de Shuey se reduce a la ecuación de incidencia normal de Hilterman. La ecuación de Shuey indica que el efecto de curvatura (1) decrece con el offset para un anticlinal, (2) el incremento con el offset para un sinclinal con un foco arriba de la superficie, y (3) decrece con el offset para un sinclinal con un foco abajo de la superficie. Macleod y Martin (Castagna, 1993) mostraron que el DMO corrige el efecto de curvatura. Bernitsas (Castagna, 1993) extendieron la ecuación de Shuey al caso general de la curvatura de tres dimensiones:

$$CE(\theta_1) = \left(1 + \frac{Z}{A_x}\right)^{-1/2} \left(1 + \frac{Z}{A_y}\right)^{-1/2} \times \left[ \frac{X^2}{Z(A_x + Z)} + \frac{Y^2}{Z(A_y + Z)} + 1 \right]^{-1/2}$$

Donde X, Y y Z son las coordenadas espaciales. Los problemas causados por el echado incluyen (1) errores en el ángulo de incidencia, (2) mezcla de la información desde diferentes localizaciones del subsuelo, (3) incorrecta corrección dinámica, y (4) interferencia de eventos mal posicionados. El efecto de lente de la curvatura de las capas arriba del objetivo es mejor compensado por la preservación de la amplitud en migración pre-apilado. Las estructuras complejas comúnmente resultantes en gradientes laterales de velocidad de sobrecarga son asociadas a errores de AVO (Castagna, 1993).

**Atenuación inelástica.**- La atenuación de las ondas compresional (P) y de corte (S) en rocas es fuertemente dependiente del estado físico y condiciones de saturación. Generalmente, la atenuación varía mucho más que las velocidades sísmicas como un resultado de cambio en el estado físico de los materiales. Así, las propiedades inelásticas de las rocas suplen la elasticidad cuando se infieren condiciones de saturación y fluidos de poros por técnicas sísmicas. Sin embargo, la determinación experimental de atenuación es más difícil que la medición de velocidades. Las medidas de atenuación usando diferentes técnicas sobre un amplio rango de frecuencias han indicado que el coeficiente de atenuación es generalmente proporcional a la frecuencia (por lo que, el factor de calidad Q es independiente de la frecuencia). Otras mediciones indican que (1) la saturación de fluidos incrementa la atenuación y (2) el incremento en la presión la disminuye.

Las propiedades elásticas de las rocas están definidas únicamente por el módulo de elasticidad, y/o las velocidades de las ondas P y S. El coeficiente de atenuación  $\alpha$  es el decaimiento exponencial constante de la amplitud de una onda plana viajando en un medio homogéneo, el factor de calidad Q y su inverso  $Q^{-1}$  algunas veces llamada la fricción interna o factor de disipación, y el decremento logarítmico  $\delta$  estas cantidades están relacionadas como sigue:

$$\frac{1}{Q} = \frac{\alpha v}{\pi f} = \frac{\delta}{\pi}$$

Donde v es la velocidad y f es la frecuencia. Para ondas planas, la propagación en un medio homogéneo, la amplitud está dada por

$$A(x,t) = A_0 e^{i(kx - \omega t)}$$

Donde  $\omega$  es la frecuencia angular y k es el número de onda. La atenuación debe ser introducida matemáticamente permitiendo que cada uno frecuencia o número de onda sean complejos. En este caso

$$k = k_r + i\alpha$$

de modo que

$$A(x,t) = A_0 e^{-\alpha x} e^{i(k_R x - \omega t)}$$

donde  $\alpha$  es el coeficiente de atenuación en unidades de longitud inversa y la velocidad de fase es

$$v = \frac{\omega}{k_R}$$

La atenuación puede también ser definida en términos del tiempo inverso permitiendo que  $\omega$  sea compleja. Dejando que la atenuación sea determinada por

$$A(x) = A_0 e^{-\alpha x},$$

$\alpha$  puede ser escrita como

$$\alpha = -\frac{1}{A(x)} \frac{dA(x)}{dx} = -\frac{d}{dx} \ln A(x)$$

La atenuación puede ser medida de diferentes maneras, incluyendo tecnologías cuasi-estáticas (retraso de fase esfuerzo-tensión) y métodos dinámicos usando ondas compresionales y de corte. Las siguientes ecuaciones relacionan varias medidas de atenuación (Winkler y Nur, 1979):

$$\begin{aligned} \frac{(1-\nu)(1-2\nu)}{Q_P} &= \frac{1+\nu}{Q_E} - \frac{2\nu(2-\nu)}{Q_S} \\ \frac{3}{Q_E} &= \frac{1-2\nu}{Q_K} + \frac{2(\nu+1)}{Q_S} \\ \frac{1+\nu}{Q_K} &= \frac{3(1-\nu)}{Q_P} - \frac{2(1-2\nu)}{Q_S} \end{aligned}$$

Donde  $\nu$  es la relación de Poisson que hay que determinar.  $Q_S$ ,  $Q_E$ ,  $Q_P$ ,  $Q_K$  representan los Q's de onda de corte, onda extensional, onda P y módulo de compresión, respectivamente.

**Efectos de transmisión de sobrecarga.**- La técnica de AVO intenta extraer el contraste de los parámetros elásticos para el intervalo del objetivo limitado entre cientos de metros de rocas sedimentarias. Antes de analizar la respuesta de AVO, el efecto de sobrecarga deberá ser compensado, el cual puede alterar la amplitud y la forma de onda de la señal. Los efectos de sobrecarga están comprendidos en cuatro categorías: (1) atenuación intrínseca de la energía sísmica; (2) pérdidas de transmisión de la propagación de onda elástica; (3) interferencia de los eventos tales como ondas S convertidas y múltiples; (4) dispersión debida a las heterogeneidades de la sobrecarga (Kan y Young, 1993).

Como los coeficientes de transmisión son dependientes del ángulo, la amplitud de la onda P incidente en un reflector de interés puede también ser dependiente del ángulo. Este problema es más significativo cuando la reflectividad arriba del objetivo es muy fuerte. Las pérdidas por transmisión dependientes del ángulo, son dependientes de las estructuras en ambas velocidades de la onda P y S. La Figura II.A.2. y la Tabla II.A.1 muestran los efectos de variación de  $V_p$  y  $V_s$  sobre un objetivo en particular. Los modelos A y B tienen la misma estructura  $V_p$  pero diferente estructura  $V_s$ . Las amplitudes de reflexión son las mismas en offset's cercanos, pero divergen significativamente en offset's lejanos. Similarmente, los modelos A y C tienen la misma estructura  $V_s$  pero diferente estructura  $V_p$ . Las amplitudes de reflexión de offset cercano son muy diferentes, pero el AVO es similar para ambos modelos. La Figura II.A.3 y la Tabla II.A.2 muestran que las variaciones de  $V_p/V_s$  en la superficie muy cercana pueden también afectar significativamente la respuesta de AVO. De acuerdo a Gassaway, la pérdida de transmisión es el problema más significativo encontrado en el análisis de AVO, y una técnica de separación de capas se puede utilizar para explicar la sobrecarga. La pérdida global de transmisión es muy tratable por corrección estadística. Sin embargo, el fuerte cambio lateral en los efectos de sobre carga (como debiera resultar de gas somero) no es fácilmente corregido. La corrección determinística es problemática cuando la sobrecarga no puede ser perfectamente caracterizada. Normalizar la medición de AVO relativa a un evento de referencia es un camino para atacar este problema. El AVO normalizado está dado por:

$$\frac{a(x)^{tar} / a_0^{tar}}{a(x)^{ref} / a_0^{ref}}$$

Donde  $a(x)^{tar}$  y  $a(x)^{ref}$  son el AVO para el objetivo y eventos de referencia, respectivamente y  $a(x)_0^{tar}$  y  $a(x)_0^{ref}$  son las amplitudes de incidencia normal. Las variaciones difíciles en la sobrecarga pueden ser detectadas algunas veces por el examen unido a líneas de intersección. Las variaciones en las velocidades de la sobrecarga son el resultado de errores en el cálculo de ángulos locales de incidencia los cuales pueden ser obtenidos por el trazo de rayos a través de una sobrecarga compleja. Si la sobrecarga puede ser representada por un gradiente lineal de velocidad

$$V_i = V_0 + Kz$$

donde  $V_i$  = velocidad de intervalo,  $z$  = profundidad,  $V_0$  = velocidad cuando  $z = 0$ , y  $K$  es una constante, entonces (Ostrander, 1984):

$$\Theta_i = \tan^{-1}(zX + V_0X / K) / (z^2 + 2V_0z / K - X^2 / 4)$$

Cuando las velocidades difieren verticalmente o lateralmente de aquéllas usadas para calcular el ángulo de incidencia, pueden resultar errores en AVO. Cuando la velocidad se incrementa con la profundidad o decrece horizontalmente, se produce una relación de Poisson aparentemente grande. Lo contrario también es cierto.

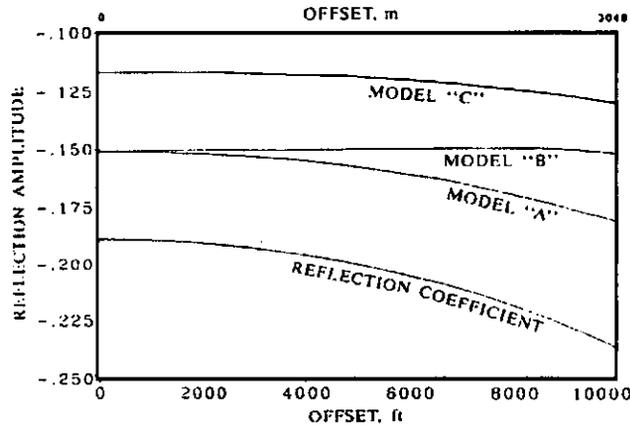


Figura II.A.2. Variación de la amplitud de reflexión con el offset para tres modelos (A, B y C) con idéntico objetivo con respuesta de coeficiente de reflexión contra offset pero diferente pérdida de transmisión de sobrecarga (ver Tabla II.1). El modelo A muestra arena-salmuera sobre el objetivo de arena-gas. El modelo B muestra el efecto del incremento de  $V_s$  en esta capa. Con el modelo C se muestra el efecto de decremento de  $V_p$  (Castagna, 1993).

Tabla II.A.1. Parámetros de los Modelos de la Figura II.A.2. \*\*\* indica las capas someras para los cuales los parámetros de los modelos son variados, \* indica el objetivo.

Profund. ft	Profund. m	Densidad gm/cc	Velocidad onda P ft/s	Velocidad onda P m/s	Velocidad onda S ft/s	Velocidad onda S m/s	Vp/Vs
Modelo A							
0	0	1.00	5000	1524	0	0	-
100	30	2.02	6000	1829	1326	404	4.52
1000	305	2.10	7000	2133	2188	667	3.20***
1200	366	2.18	8000	2438	3050	930	2.62
7000	2133	2.30	10000	3048	4774	1455	2.09
9000 *	2743	2.19	7161	2183	4774	1455	1.50
9100	2774	2.36	11000	3353	5636	1718	1.95

Modelo B							
0	0	1.00	5000	1524	0	0	-
100	30	2.02	6000	1829	1326	404	4.52
1000	305	2.10	7000	2133	4667	1422	1.50***
1200	366	2.18	8000	2438	3050	930	2.62
7000	2133	2.30	10000	3048	4774	1455	2.09
9000 *	2743	2.19	7161	2183	4774	1455	1.50
9100	2774	2.36	11000	3353	5636	1718	1.95
Modelo C							
0	0	1.00	5000	1524	0	0	-
100	30	2.02	6000	1829	1326	404	4.52
1000	305	2.10	3282	1000	2188	667	1.50***
1200	366	2.18	8000	2438	3050	930	2.62
7000	2133	2.30	10000	3048	4774	1455	2.09
9000 *	2743	2.19	7161	2183	4774	1455	1.50
9100	2774	2.36	11000	3353	5636	1718	1.95

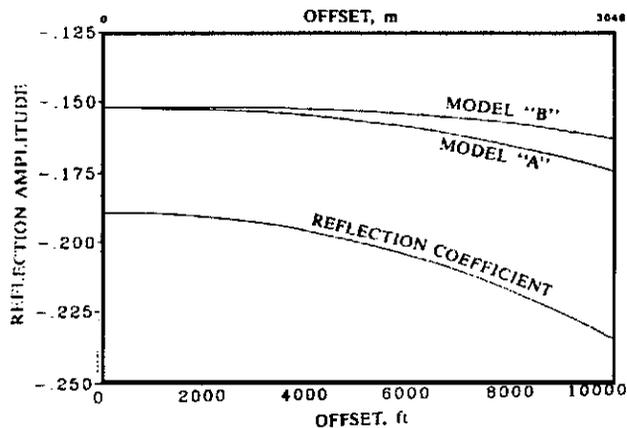


Figura II.A.3. Variación de la amplitud con el offset para dos modelos (A y B) con idéntico objetivo de respuesta de coeficiente de reflexión contra offset pero diferente pérdidas por transmisión de sobrecarga (Tabla II.A.2). El modelo A tiene alta relación Vp/Vs cerca de la superficie (arena húmeda) mientras que el modelo B tiene baja relación Vp/Vs cerca de la superficie (arena seca) (Castagna, 1993).

Tabla II.A.2. Parámetros del modelo de la Figura II.A.3

Profundidad ft	Profundidad m	Densidad gm/cc	Velocidad onda P ft/s	Velocidad onda P m/s	Velocidad onda S ft/s	Velocidad onda S m/s	Vp/Vs
Modelo A							
0	0	2.00	5000	1524	550	168	9.09
100	30	2.02	6000	1829	1326	404	4.52
1000	305	2.10	7000	2133	2188	667	3.20
1200	366	2.18	8000	2438	3050	930	2.62
7000	2133	2.30	10000	3048	4774	1455	2.09
9000	2743	2.19	7161	2183	4774	1455	1.50
9100	2774	2.36	11000	3353	5636	1718	1.95
Modelo B							
0	0	2.00	5000	1524	3400	1036	1.47
100	30	2.02	6000	1829	1326	404	4.52
1000	305	2.10	7000	2133	2188	667	3.20
1200	366	2.18	8000	2438	3050	930	2.62
7000	2133	2.30	10000	3048	4774	1455	2.09
9000	2743	2.19	7161	2183	4774	1455	1.50
9100	2774	2.36	11000	3353	5636	1718	1.95

**(2) Procesamiento de datos.-** El objetivo básico del procesamiento de datos es el de preservar la amplitud relativa de la información para todos los offset's en todos los tiempos para cualquier punto profundo en el gather. En el caso de datos apilados, el proceso de CDP cancela muchos tipos de ruidos. En el dominio de pre-apilado, varios tipos de ruidos que distorsionan las verdaderas amplitudes de los datos sísmicos tienen que ser removidos por diferentes procesos de supresión. Esto es, los aspectos que deben considerarse en la secuencia de procesamiento para el análisis de AVO, son mantenerla simple (minimizar los pasos del proceso de acuerdo a las condiciones de relación señal a ruido), procesado independiente en cada sección de distancia fuente-receptor (offset) común, reducción de interferencias (ruido coherente, múltiples, etc.), consistencia de la ondícula (deconvolución consistente con la superficie), preservación de las amplitudes (compensación de las amplitudes consistente con la superficie), alineamiento de los reflectores (análisis de velocidades, estáticas de elevación (topografía del terreno), estáticas y dinámicas residuales), corrección por echado (DMO) y migración en datos pre-apilados.

Los ruidos que distorsionan las amplitudes de los datos, se pueden agrupar en tres tipos básicos en el dominio de pre-apilado. Se definen como:

Tipo I. Que pueden ser removidos sin tener conocimiento de las velocidades y densidades del subsuelo; ruidos generados por la fuente, múltiples de período corto, efectos de fuente receptor consistente con la superficie y variaciones de la señal fuente con el offset.

Tipo II. Generalmente asociado a ruido cultural y de adquisición de datos; ruido de alta frecuencia (problemas electrónicos), ruido de baja frecuencia, ruido de perforación y problemas con canales desbalanceados.

Tipo III. Son enteramente debidos a los efectos de propagación de onda en un medio viscoelástico; divergencia esférica en dos dimensiones, atenuación en capas delgadas, atenuación del arreglo de recepción, atenuación inelástica, efectos de curvatura en el reflector y efectos de transmisión de sobrecarga.

Dentro de los factores que afectan el análisis de AVO en la secuencia de procesamiento, están los ajustes inadecuados de las amplitudes (escalado, igualación de trazas), deconvolución (mal posicionamiento de ventanas, longitud de filtros, etc.), estáticas (topografía caso terrestre), alargamiento de trazas por la corrección dinámica, filtrado (por ejemplo f-k, k, etc.), errores en la velocidad de apilamiento y transformaciones de distancia a ángulo de incidencia.

**(3) Geológicos.-** Dentro de los factores geológicos que afectan el análisis de AVO debemos considerar el buzamiento de las capas en el ángulo de incidencia mostrado en la Figura II.A.1. La rugosidad y curvatura de las interfases geológicas, sintonización debida a capas delgadas y distorsiones inducidas por capas someras.

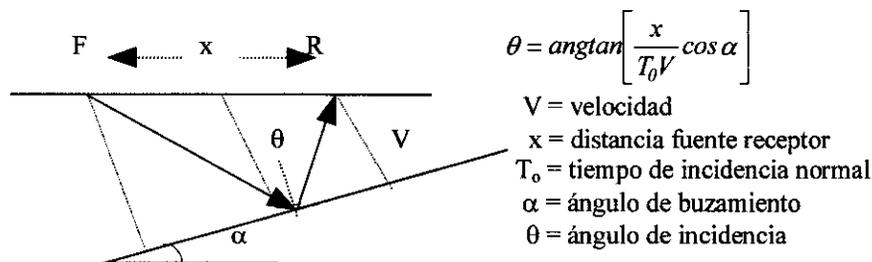


Fig.II.A.4. Efecto del buzamiento con el ángulo de incidencia.

**(4) Efectos de propagación de onda.-** Dentro de los efectos de propagación de onda se tienen los señalados anteriormente, considerando de importancia relevante aquellos que afectan significativamente las mediciones de amplitud, estos efectos incluyen pérdidas por la divergencia esférica, la transmisión y múltiples interestratificados, múltiples generados con la superficie, conversión de ondas P a PS y la atenuación inelástica (efecto de Q). Los efectos de propagación de onda se pueden registrar como efectos geológicos, puesto que el escenario geológico quizá sea el causante de ellos. También pueden ser llamados efectos de sobrecarga, ya que son causados por las condiciones geológicas adyacentes. En este caso es importante considerar el modelo convolucional realístico de la traza sísmica, ya que la mayoría de los factores que

intervienen en el efecto de propagación de onda, esta ecuación considera a los restantes que están relacionados con la obtención de los datos que afectan también a la ondícula.

$$S(t,x) = [r(t,x) \bullet a(t)] * W(t) * T(t,\tau) * Q(t,\tau) * M(t,\tau) + N(t,\tau)$$

donde \* denota convolución

$r(t,x)$  son los coeficientes de reflexión

$a(t)$  pérdidas de amplitud (ganancia de grabación, divergencia esférica y pérdidas por transmisión)

$W(t)$  ondícula de la fuente de energía

$T(t,\tau)$  múltiples interestratificados

$Q(t,\tau)$  pérdidas por absorción y dispersión

$M(t,\tau)$  múltiples de período largo

$N(t,\tau)$  ruido (relacionado y no relacionado a la fuente de energía).

**-Divergencia esférica.-** Es el decremento en amplitud de un frente de onda debido a la propagación geométrica. La energía de la onda se esparce a medida que el frente de onda esférico se expande, causando que la densidad de la energía varíe inversamente con el cuadrado de la distancia. Para las ondas superficiales, la densidad de la energía varía inversamente con la distancia (divergencia cilíndrica). Si consideramos un medio de velocidad constante para el cual la trayectoria del rayo es recta y en el cual la energía pasa a través del área unitaria en una distancia  $r$  desde la fuente es proporcional a  $r^{-2}$ . El registro de presión de amplitud es por lo tanto proporcional a  $r^{-1}$  y la compensación por la dispersión esférica se puede hacer usando un factor de escalamiento proporcional a  $r$ , entonces:

$$a(t) \propto r \propto Vt$$

cuando es considerada una velocidad variable para una capa del medio y la refracción es permitida, como lo mostró Newman (1973), la velocidad requerida es  $V_{rcm}$ . Un factor adicional de  $V$  resulta, dando:

$$a(t) \propto V_{rcm}^2(t) t$$

la constante de proporcionalidad es arbitraria, y se puede seleccionar para algún nivel de referencia,

$$a(t) = \frac{V_{rcm}^2(t)t}{V_{rcm}^2(t_0)t_0}$$

La divergencia esférica es una de las principales causas del decaimiento de la energía.

**-Transmisión y múltiples estratificados.-** La energía transmitida a través de la tierra es reducida por reflexiones parciales en las interfases acordes a los contrastes de impedancia. La severidad de estos mecanismos de pérdida es dependiente de la geología y es difícil modelarlos igualmente cuando se tienen registros de pozos. Las secuencias cíclicas de los contrastes de impedancia pueden causar mayores pérdidas, mientras que gruesos espesores de capas proveen un gradual incremento de velocidades con la profundidad pudiendo tener un efecto menor. Las pérdidas por transmisión pueden ser sobrestimadas cuando están presentes capas substancialmente delgadas. El corto retraso de múltiples intracapas puede restablecer la pérdida de amplitud en una cierta extensión, pero distorsiona la forma del pulso. Las pérdidas de amplitud por transmisión son independientes de la frecuencia y en el caso de múltiples estratificados si son dependientes de la frecuencia.

**-Múltiples generados en la superficie.-** Hay una variedad de efectos que perturban las amplitudes sísmicas, la fuerza de la fuente y las variaciones de acoplamiento de los receptores, particularmente cuando están relacionados con ligeras variaciones de impedancia cerca de la superficie o cuando condiciones de la superficie pueden modificar el comportamiento de la variación de la amplitud con el offset. El ruido coherente generado por la fuente en forma de múltiples, ondas convertidas, difracciones, etc., es particularmente problemático. Sin embargo, el ruido coherente, tal como los múltiples, con variación de frecuencia espacial a través de un gather, puede ser atenuado. Los múltiples pueden ser atacados por el filtrado del parámetro del

rayo o por deconvolución predictiva en varios dominios. Los múltiples con corrección residual pequeña (1/2 a 1 ciclo) crean una falsa variación de amplitud con el offset y son extremadamente difíciles de remover.

**-Conversión de ondas P a PS.-** Cuando una onda plana P sísmica encuentra un reflector en incidencia normal la amplitud de la reflexión está dada por la expresión de:

$$R(\theta = 0) = \frac{\rho_2 V_{p2} - \rho_1 V_{p1}}{\rho_2 V_{p2} + \rho_1 V_{p1}}$$

Sin embargo, cuando la onda P arriba en un ángulo al reflector, como en el caso de diferente a cero offset fuente-receptor, es aplicada una fuerza de corte al límite y parte de la energía de la onda P es convertida a energía de corte. Este modo de conversión remueve energía desde la amplitud de reflexión de la onda P; la cantidad removida depende en parte en la velocidad de la onda S en cada lado del reflector y el ángulo de incidencia. Así, la amplitud de reflexión de la onda P en offset diferente de cero adicionalmente depende en el ángulo de incidencia y en las velocidades de la onda S,  $V_{s1}$  y  $V_{s2}$ .

**-Atenuación inelástica (efecto de Q).** Como el pulso sísmico viaja a través de la tierra, la energía es convertida a calor por el movimiento inelástico de las partículas de las rocas. Por lo que este mecanismo está en función de la geología. Los granos muy duros pueden absorber más energía que los granos finamente concentrados. La absorción es dependiente de la frecuencia. Una suposición común y razonable es que la pérdida puede estar en proporción constante para cada ciclo de una onda independiente de la frecuencia. Esto implica que la absorción es funcionalmente dependiente en el exponencial del número de ciclos en un período de tiempo.

$$\frac{A(t)}{A(0)} = \exp\left(-\frac{\pi f t}{Q}\right)$$

Físicamente, Q es la relación de energía almacenada a la pérdida de energía por ciclo. Después de Q ciclos, la amplitud disminuye aproximadamente 4 % de su valor original. Valores comunes de Q varían desde 50 a 300, las rocas altamente absorbentes tienen valores bajos de Q. Q está relacionada a otras medidas de absorción por ejemplo :

$$Q = \pi f / \alpha V = \pi / \alpha \lambda.$$

## II.A.2. SECUENCIA DE PROCESAMIENTO.

Es muy difícil precisar la secuencia de procesamiento óptima para el análisis de AVO, porque para cada área es necesario decidir una secuencia apropiada, dado que los datos sísmicos contienen una gran variedad de efectos que requieren correcciones o de varias compensaciones. El procesador deberá cuidadosamente balancear dos objetivos competitivos: (1) supresión de ruido y aislar la reflectividad de los eventos de interés, contra (2) no perjudicar o de otro modo corromper la variación de la reflectividad con el offset. Este trueque normalmente permite la selección de un básico pero robusto esquema de procesamiento. En áreas de echado significativo o complejidad estructural, se forza a utilizar las más sofisticadas técnicas de procesamiento. La preservación de la amplitud en la migración pre-apilamiento para todos los proyectos de AVO, junto con el uso de las técnicas de transformación de Radón para la supresión de múltiples son altamente recomendadas.

En el procesamiento de datos, los efectos de AVO se pueden alterar debido a errores en la selección de los parámetros de procesamiento y de secuencias. Los desajustes en la amplitud pueden estar inducidos durante la aplicación de procesos como: escalamiento (equalización de trazas), deconvolución, corrección dinámica (NMO), operaciones de filtrado (filtro de velocidad f-k), etc., en particular, a los efectos relacionados a la cantidad de interferencias en las reflexiones y a los fenómenos de ángulo crítico que son detectados claramente por ambos indicadores de fase y amplitud contra offset en términos de corrimiento de fase y variaciones de amplitud. El indicador de frecuencia es controlado principalmente por el espectro de propagación de ondulada (Mazzotti, 1991), tenemos los que:

- Afectan la amplitud (pérdidas por transmisión y pérdidas por divergencia esférica).
- Afectan la amplitud, frecuencia y la fase (absorción inelástica).

Una vez que se tienen en mente estos aspectos, una secuencia de procesamiento para análisis de AVO debe consistir principalmente en:

- Correcciones Estáticas
- Compensación de amplitudes consistente con la superficie
- Atenuación de ruidos
- Deconvolución predictiva (atenuación de múltiples)
- Corrección por divergencia esférica
- Deconvolución  $W(t)$
- Deconvolución por  $Q$
- Corrección por Transmisión.

Considerando hasta aquí, únicamente la resolución lateral. Por lo que, en una secuencia de proceso para AVO deben tomarse en cuenta los siguientes aspectos:

- Mantenerse simple (minimizar los pasos del proceso de acuerdo a las condiciones de relación señal a ruido).
- Procesar independiente en cada sección de distancia fuente-receptor (offset) común.
- Reducir interferencias (ruido coherente, múltiples, etc).
- Consistencia de la ondícula (deconvolución consistente con la superficie).
- Preservación de las amplitudes (compensación de las amplitudes consistente con la superficie).
- Alineamiento de los reflectores (análisis de velocidades, estáticas, estáticas y dinámicas residuales).

En la siguiente lista se dan algunos esquemas de procesamiento reportados en la literatura.

Ostrander, 1984:

1. Corrección de divergencia esférica.
2. Corrección de ganancia exponencial.
3. Deconvolución impulsiva de fase mínima.
4. Análisis de velocidad.
5. Corrección NMO.
6. Ecuilización de trazas.

Chiburis, 1984:

1. Suave supresión de múltiples en  $f-k$ .
2. Divergencia esférica y corrección de NMO.
3. Completa ecualización de traza.
4. Aplanamiento en un evento consistente de referencia.
5. Suma horizontal de trazas.
6. Picos de amplitudes picados interactivamente.
7. Suavizamiento de curva ajustada por mínimos cuadrados.
8. Quitar picos fuera de lugar.
9. Reajuste de curvas.
10. Resultados recortados y suavizados.

Long and Richgels, 1985:

1. Correcciones de divergencia esférica, atenuación y ángulo de emergencia.
2. Variaciones en la potencia de la fuente, sensibilidad de receptores, todas las amplitudes de offset, modelado consistente y resuelto.
3. Desviaciones de rechazo como ruido.
4. Corrección inversa de amplitud.
5. Corrección espectral del arreglo de atenuación de superficie.
6. Aproximación de NMO aplicada usando muy finos muestreos de velocidad y contornos de velocidad consistentes geológicamente.
7. Deconvolución consistente con la superficie para datos terrestres.
8. Estáticas residuales de CDP cuidadosamente monitoreadas para incorrectos corrimientos debido a los efectos de AVO.
9. Mute mínimo.
10. Filtrado espacial de offset común.

Yu, 1985:

1. Ajuste lineal y no lineal para coeficientes de AVO.
1. Aplicación de ganancia exponencial, supresión de ruido coherente y remover ganancia.
2. Compensación de offset.

3. Deconvolución.
  4. Corrección NMO.
  5. Corrección consistente con la superficie.
  6. Suma de trazas parcial.
  7. Pasa banda.
  8. Sección dependiente de la eualización.
- Todd, 1986:
1. Promedio espacial.
  2. Deconvolución de múltiples.
  3. Corrección de divergencia geométrica.
  4. Análisis de velocidad global y corrección de NMO.
  5. Apilado parcial.
  6. Corrección para la variación del promedio de amplitud en tiempo y offset.
- Martínez, 1992:
1. Corrección de divergencia esférica dependiente de la distancia.
  2. Atenuación de múltiples.
  3. Compensación por Q.
  4. Deconvolución de ondícula.
  5. Corrección dinámica.
  6. Balanceo de amplitudes en el plano de distancia fuente receptor común.
  7. Migración preapilamiento.
  8. Compensación por transmisión en las capas adyacentes.
  9. Atenuación de ruido en f-x.
  10. Análisis de AVO.
  11. Atributos de AVO.
- Mazzotti, 1995:  
(convencional)
1. Corrección del decaimiento de las amplitudes.
  2. Deconvolución impulsiva.
  3. Análisis de AVO.
- Mazzotti, 1995:  
(consistente con la superficie)
1. Corrección de divergencia esférica de distancia cero.
  2. Corrección de amplitudes consistente con la superficie.
  3. Deconvolución consistente con la superficie.
  4. Análisis de AVO.
- Martínez, 1995:  
(modificado de  
Mazzotti, 1995)
1. Corrección de amplitudes consistente con la superficie.
  2. Corrección de divergencia esférica dependiente de la distancia.
  3. Filtrado inverso del arreglo de recepción.
  4. Deconvolución consistente con la superficie.
  5. Atenuación de ruido f-x en cada plano de distancia fuente receptor común.
  6. Migración preapilamiento
  7. Estimación de atributos y análisis de AVO.

## II.B. RESOLUCIÓN SÍSMICA.

La resolución se refiere a la separación mínima entre dos rasgos característicos, de modo que se pueda decir que hay dos características separadas en vez de una. Por lo que, en la sismología se tendría: a) qué tan alejadas (en espacio o tiempo) deben estar dos interfases para mostrarse como reflectores separados?, o b) qué tanta separación debe haber entre dos características de una sola interfase para que aparezcan como características separadas?. Sísmicamente el interés de la resolución está en dos direcciones, vertical (en tiempo o profundidad) y horizontal (de traza a traza).

Para poder mejorar la resolución sísmica se tiene que: a) elevar el contenido de frecuencias espaciales y temporales de los datos sísmicos, y b) elevar la relación señal a ruido (atenuando el ruido sísmológico). Dentro de los métodos para mejorar la resolución están: la deconvolución, la interpolación de trazas sísmológicas, el análisis de velocidades, la reducción de los efectos de transmisión y Q, el DMO y la migración. Dentro de los métodos para mejorar la relación señal a ruido tenemos: las técnicas f-k, el editado de trazas, el apilamiento, el filtrado f-x, el filtrado paso de banda y el escalado (que no es recomendable para AVO). Para mejorar la resolución temporal se considera a la deconvolución como la técnica más utilizada, y para la resolución espacial, se tiene a la interpolación entre trazas, como los métodos más usados en el procesamiento de datos.

El entender el comportamiento de las ondículas y de como se interfieren, es importante en muchos prospectos donde capas delgadas y eventos truncados están presentes. El procesamiento principal concerniente a estas áreas deberá ser, el convertir la ondícula tan real como sea posible a fase cero, preferentemente dentro de una amplia banda de frecuencia con pendientes suaves. Desgraciadamente, la falta de conocimiento de como la ondícula original parece cambiar realmente el mejoramiento de la resolución y la interpretación, es uno de los mayores problemas del procesamiento. El registro de la ondícula en cada uno de los receptores de grupo está sujeto a la modificación de muchos efectos, algunos de los cuales son variantes en tiempo y espacio. Estos efectos, se asume que son representados comúnmente como una convolución con varios efectos de perturbación, tal como se discutió en la sección anterior.

### II.B.1. RESOLUCIÓN VERTICAL.

La resolución vertical se puede volver a expresar como la mínima separación entre reflectores, necesaria para definir interfases separadas, más bien que una sola interfase. La resolución es un tanto subjetiva, dependiendo del ruido de fondo y la sensibilidad de la interpretación al menor cambio de forma de onda, etc. Generalmente, la resolución es alrededor de  $1/8$  a  $1/4$  de longitud de onda (Sheriff, 1977). Bajo condiciones ideales, como estructuras simples y situaciones libres de ruido donde una buena referencia es confiable, las interfases tan cerradas como se tengan, puedan ser resueltas.

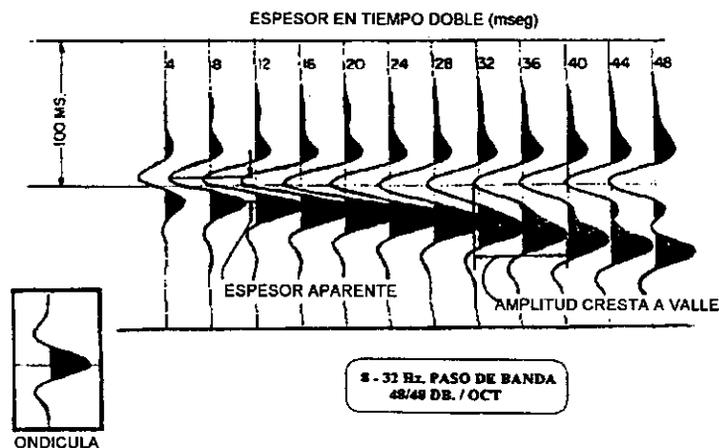


Fig.II.B.1. Respuesta sísmica de dos impulsos de igual amplitud y polaridad opuesta (Martinez, 1996).

La Figura II.B.1, muestra el encajonamiento de una cuña de arena. El decremento en la amplitud cuando la cuña se hace más delgada, se puede usar para determinar el espesor de dicha delgadez de la cuña, dando una referencia de amplitud. El espesor en tiempo doble en el cual la sintonización de dos eventos ocurre, está controlado por la más alta frecuencia en los datos.

Para una ondícula del tipo "sinc" la resolución en tiempo está dada por:

$$t_R = 1 / cF_u \tag{II.B.1}$$

donde

$c$  = constante que depende de la parte inferior y superior del ancho de banda.

$F_u$  = límite superior del ancho de banda.

Cuando  $c = 1.5$ , el ancho de banda es igual o mayor que dos octavas entonces,

$$t_R = 0.667 / F_u \tag{II.B.2}$$

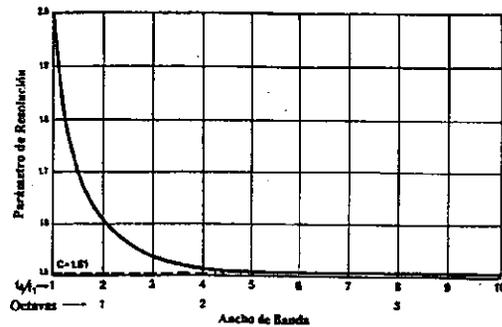


Fig.II.B.2. Resolución temporal de la ondícula tipo sinc (Martínez, 1996).

Para una ondícula del tipo Ricker la resolución está dada por:

$$t_R = 0.333 / f_p \tag{II.B.3}$$

Donde  $f_p$  es la frecuencia pico,  $t_R$  se puede relacionar a la velocidad de intervalo ( $V$ ) y la longitud de onda

$$Vt_R / 2 = \lambda_b / 4.6 \tag{II.B.4}$$

de donde  $V$ = velocidad de intervalo.

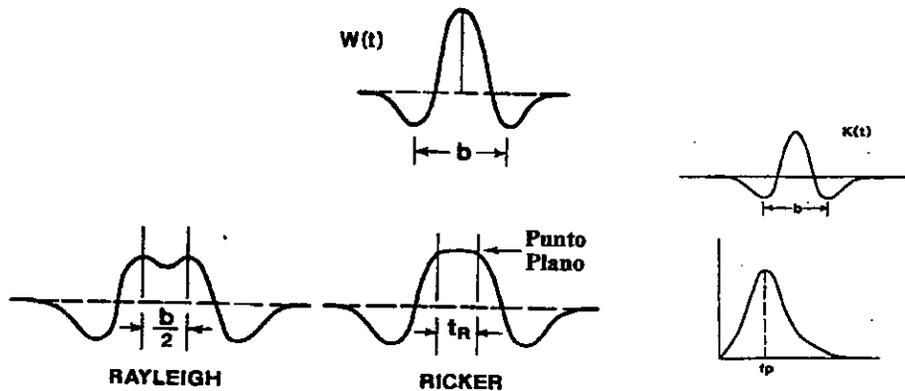


Fig.II.B.3. Ondícula tipo Ricker.

## II.B.2. RESOLUCIÓN ESPACIAL.

Las ondas sísmicas son vistas con frecuencia como análogas a un haz de luz de energía, que viaja desde la fuente al reflector a lo largo en una trayectoria del rayo y se conduce sin tener en cuenta haces de luz de energía adyacentes. Siguiendo con este punto de vista, la reflexión involucra solamente un punto en el reflector. La resolución espacial está relacionada con la zona de Fresnel. El radio de la zona de Fresnel está dado por:

$$R = (\frac{1}{2} n \lambda h_0)^{\frac{1}{2}} \quad (\text{II.B.5})$$

De donde  $n$  = número de la zona de Fresnel. Para el radio de la primera zona de Fresnel ( $n=1$ );

$$R = (\frac{1}{2} \lambda h_0)^{\frac{1}{2}} = (\frac{1}{2})V(T/f)^{\frac{1}{2}} \quad (\text{II.B.6})$$

Donde  $T$  es el tiempo de reflexión doble. El problema es que la trayectoria vertical y lateral no son homogéneas, y que la ondícula no está compuesta de una sola frecuencia.

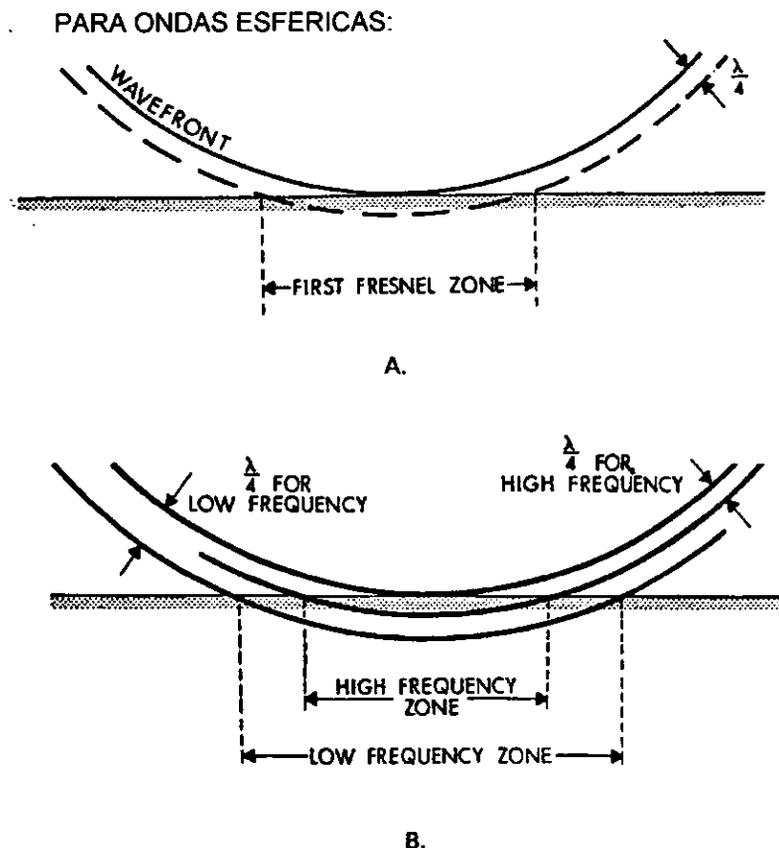


Fig.II.B.4. Primera zona de Fresnel para (A) ondas esféricas reflejadas desde una interfase plana. (B) muestra como el tamaño de la zona de Fresnel depende de la frecuencia.

Donde el frente de onda alcanza una interfase reflejante, parte de él puede ser reflejado. Cuando una onda sísmica consiste de aproximadamente de 1.5 ciclos, la perturbación puede continuar para una región detrás del frente de onda. La Figura II.B.4A, muestra la región de  $\frac{1}{4}$  de longitud de onda atrás del frente de onda, tangente al reflector. La porción del reflector entre los puntos de contacto con el frente de onda es el área en la cual se produce efectivamente la reflexión; ésta es llamada la primera zona de Fresnel. La energía de la periferia de la primera zona de Fresnel, puede alcanzar un detector en la localización de la superficie de  $\frac{1}{2}$  de longitud de onda más tarde que la primera energía reflejada, permitiendo una trayectoria de tiempo de viaje doble. Toda la energía reflejada desde la primera zona de Fresnel puede arribar dentro de  $\frac{1}{2}$  de longitud de onda y por lo tanto interferir constructivamente. Si el punto reflejante es removido, por ejemplo por el corte de un pequeño agujero en el reflector, no puede observarse una reflexión. El concepto de un área más bien

que un punto en un reflector involucrado en la reflexión, es la esencia de la resolución espacial. El concepto de zona de Fresnel se extiende a altos órdenes pero las contribuciones netas de las sucesivas zonas son pequeñas y normalmente sólo se considera la primera zona de Fresnel. Algunas veces las zonas de Fresnel se especifican con respecto a una onda incidente plana y no con respecto a una onda esférica, en cuyo caso las diferencias de medio ciclo entre zonas sucesivas de Fresnel se tienen que acomodar completamente en la porción entre reflector y detector de la trayectoria de viaje. Esto da como resultado un agrandamiento de la zona de Fresnel, y en este caso el radio es

$$R_1 = \frac{1}{2}(\lambda h_0)^{\frac{1}{2}} = \frac{1}{2}V(2t/V)^{\frac{1}{2}} \quad (\text{II.B.7})$$

El concepto de la zona de Fresnel se considera, como el volumen que contiene trayectorias más largas que la trayectoria mínima (principio de Fermat) de  $\frac{1}{2}\lambda$ . Puesto que las longitudes de onda dependen de la frecuencia, las dimensiones de la zona de Fresnel dependen de ella (Figura II.B.4B). Diferentes porciones del reflector son efectivas para las distintas componentes de frecuencia, las cuales unidas componen la forma de onda sísmica. Por ejemplo, para una interfase reflejante plana a una profundidad de 1000 m y una velocidad promedio de 2000 m/s, la primera zona de Fresnel tiene un radio de 130 m para una componente de 60 Hz y 183 m para una componente de 30 Hz. El tamaño de la zona de Fresnel también depende de la distancia desde el punto de observación y la curvatura del frente de onda. Para una reflexión profunda, por ejemplo 4000 m con una velocidad promedio de 3500 m/s, la primera zona de Fresnel tiene un radio de 375 m para una componente de 50 Hz y 594 m para una componente de 20 Hz. Así el poder de la resolución espacial se deteriora con la profundidad; un rasgo profundo que sea grande en extensión áreal produce el mismo efecto que uno pequeño somero.

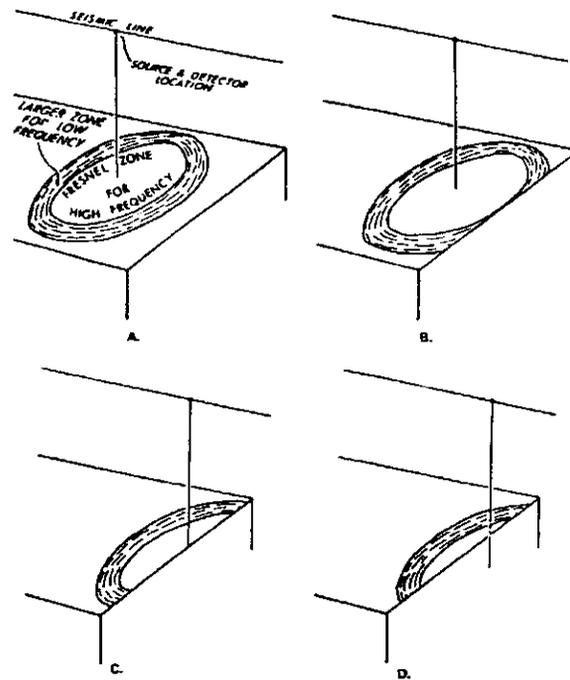


Fig.II.B.5. Explicación de la zona de Fresnel para cambios en la forma de onda producidos por el borde de un rasgo (Sheriff, 1977).

Si el reflector no es regular, diferentes componentes de frecuencia pueden ser reflejados en diferentes proporciones. Considerando el borde de un reflector (un modelo de falla) y como la zona de Fresnel está siendo afectada mientras el borde se aproxima. Cuando el punto de observación está alejado del borde (Figura II.B.5A), las áreas de las zonas de Fresnel para componentes de alta y baja frecuencia tienen una cierta relación normal. Mientras que el borde se aproxima (Figura II.B.5B), la zona de baja frecuencia "ve" el borde antes que la zona de alta frecuencia y por lo tanto una pequeña porción de la energía de baja frecuencia es

reflejada, cambiando el espectro de frecuencia y la reflexión de la forma de onda. Desde un punto directamente sobre el borde (Figura II.B.5C), la zona de Fresnel para componentes de alta y baja frecuencia cada una tiene la mitad del área cuando están alejadas del borde, así la ondícula de reflexión contiene la mitad de la energía pero la misma forma de onda. Mientras la reflexión (llamada ahora difracción) es observada desde fuera del borde (Figura II.B.5C), el área de la zona de alta frecuencia decrece relativamente a aquélla de la zona de baja frecuencia y por lo tanto cambia la forma de onda. La migración ayuda con la resolución espacial. La migración de la ecuación de onda involucra cálculos considerando a los geófonos colocados más abajo en la tierra en el punto observado. Mientras que los geófonos se aproximan a los rasgos, las dimensiones de la zona de Fresnel se hacen más pequeñas y consecuentemente la resolución se mejora. Así la migración ayuda a definir los rasgos más claramente.

## II.C. FÍSICA DE ROCAS.

La variación de la amplitud de la reflexión sísmica con el offset, es dependiente de los parámetros intrínsecos de la roca, tales como velocidad de la onda compresional ( $V_p$ ), velocidad de la onda de corte ( $V_s$ ), densidad, anisotropía y atenuación. El comprender la cantidad de interrelaciones de estos parámetros y las propiedades de las rocas tal como la litología, porosidad y contenido de fluidos, son necesarios para la extracción de la información cuantitativa de las propiedades de las rocas para el análisis de la variación de la amplitud con el offset (AVO). Idealmente, los datos sísmicos únicamente pueden determinar la velocidad, la atenuación y anisotropía para las ondas P y S, además de la densidad de formación como función de las coordenadas espaciales ( $x, y, z$ ). Ninguno de estos parámetros puede ser determinado solamente en términos absolutos con la precisión y resolución requeridos para un análisis petrofísico válido. El objetivo es que siendo estas variaciones las más importantes de los parámetros, puedan ser graficadas con la esperanza de atacar significativamente cualquier anomalía observada. En la interpretación petrofísica de los datos sísmicos se está limitado a un parámetro (tal como el cambio en la impedancia de la onda P o velocidad de intervalo). Los métodos de un sólo parámetro, tales como el análisis de los puntos brillantes, son efectivos en algunas circunstancias pero tienen un rango limitado de aplicación. La situación es análoga para la determinación de la litología de los registros de pozos; un registro de SP puede ser del todo requerido para determinar la litología cuando solamente las arenas porosas y las lutitas están presentes. Sin embargo, son necesarios registros adicionales cuando las situaciones nos llevan a geologías más complejas. Similarmente, los métodos sísmicos de multiparámetros, tales como la sismología de multicomponentes y el análisis de amplitud contra offset (AVO), tienen el gran potencial de mejorar y expandir la aplicación de la interpretación petrofísica.

La dependencia angular de los coeficientes de reflexión para ondas planas que chocan en una interfase plana entre dos medios elásticos, semi-infinitos, isotrópicos y homogéneos se describen exactamente por las ecuaciones de Zoeppritz. Estas ecuaciones complejas predicen que la variación de coeficiente de reflexión con el offset, dependen de los cambios en el medio y de las velocidades de la onda P ( $V_p$ ), de la onda S ( $V_s$ ) y la densidad ( $\rho$ ) y de ese modo se dan las bases teóricas para el análisis de AVO. Anomalías en las bajas relaciones de  $V_p/V_s$  causadas por hidrocarburos producen respuestas anómalas en AVO.

Las velocidades de las ondas P y S para un material elástico, isotrópico y homogéneo se dan por:

$$V_p = \left[ \frac{k + 4/3\mu}{\rho} \right]^{1/2} \quad (\text{II.C.1})$$

y

$$V_s = \left[ \frac{\mu}{\rho} \right]^{1/2} \quad (\text{II.C.2})$$

donde

- $V_p$  = velocidad de la onda compresional,
- $V_s$  = velocidad de la onda de corte,
- $k$  = módulo volumétrico de la roca = incompresibilidad de la roca,
- $\mu$  = módulo de corte de la roca = rigidez de la roca, y
- $\rho$  = densidad volumétrica de la roca.

Las ecuaciones (1) y (2) dan el enlace fundamental entre las velocidades sísmicas y las propiedades de las rocas. Domenico (1977) demostró que el módulo volumétrico de las rocas es un fuerte dependiente de los fluidos en los poros en el módulo volumétrico, mientras que el módulo de corte de las rocas puede no estar afectado por los fluidos. Por consiguiente, cuando un gas compresible libre reemplaza a los líquidos en los espacios porosos, la velocidad de la onda P en la roca puede decrecer significativamente, mientras la velocidad de la onda S de la roca se puede incrementar ligeramente debido al decremento en la densidad volumétrica de la roca. Consecuentemente, la relación de velocidades compresional y de corte de las ondas ( $V_p/V_s$ ) se espera que sean un excelente indicador del gas libre en el espacio poroso. Ésta es la base para la detección directa de hidrocarburos usando AVO.

Para un material homogéneo e isótropo, el cual está deformado elásticamente bajo compresión uniaxial, la relación de Poisson ( $\sigma$ ) se define como el cambio fraccional negativo en anchura dividido por el cambio

fraccional en longitud (relación de esfuerzo transversal a axial). La relación de Poisson está directamente relacionada a la relación  $V_p/V_s$  por:

$$\sigma = \frac{.5(V_p/V_s)^2 - 1}{(V_p/V_s)^2 - 1} \quad (\text{II.C.3})$$

Una relación de Poisson de cero corresponde a una relación de  $V_p/V_s$  de 1.41. Si los fluidos tienen una relación de Poisson de .5 ( $V_p/V_s$  se iguala al infinito).

El módulo de corte es la relación del esfuerzo de corte a la deformación de corte. Similarmente, el módulo volumétrico es la relación del esfuerzo volumétrico a la deformación volumétrica; esto es, el recíproco de la compresibilidad.

### II.C.1. RELACIÓN ENTRE LAS VELOCIDADES P Y S.

Como se sabe las rocas son agregados de minerales, es de esperarse que la velocidad de una roca altamente litificada, con baja porosidad sea fuertemente dependiente de las velocidades de los granos. Sin embargo, se calcula que la velocidad de una roca no consolidada sea débilmente dependiente de las velocidades de los granos, debido a los grandes volúmenes de poros y a la influencia de la forma del poro.

Porque muchos de los minerales sedimentarios formadores de rocas (tales como el cuarzo, calcita y arcillas) no son isotrópos, la velocidad se considera que sea la de un agregado policristalino de cero porosidad de granos con minerales orientados aleatoriamente. En general, se espera que la velocidad de una roca monomineral se aproxime a la velocidad de un mineral puro cuando la porosidad se aproxima a cero. La velocidad del mineral generalmente se refiere como la velocidad de la "matriz" en un análisis de registro. En la Tabla II.C.1, se dan las velocidades de la onda P y S para algunos minerales encontrados comúnmente en rocas sedimentarias. Cuando  $V_p$  y  $V_s$  son mostradas en un gráfico cruzado, se calcula que para una roca relativamente pura (mono-mineral) saturada de agua, el mineral constituya un punto final de la distribución de puntos representando variaciones de porosidad y presión efectiva. En el otro extremo, como la roca lleva más semejanza en fluidos y la velocidad de compresión se aproxima a la del agua, se espera que la velocidad de la onda S se haga cero. Observándose que este comportamiento es exhibido realmente por las rocas sedimentarias comunes por el gráfico cruzado de  $V_p$  y  $V_s$  para diferentes litologías.

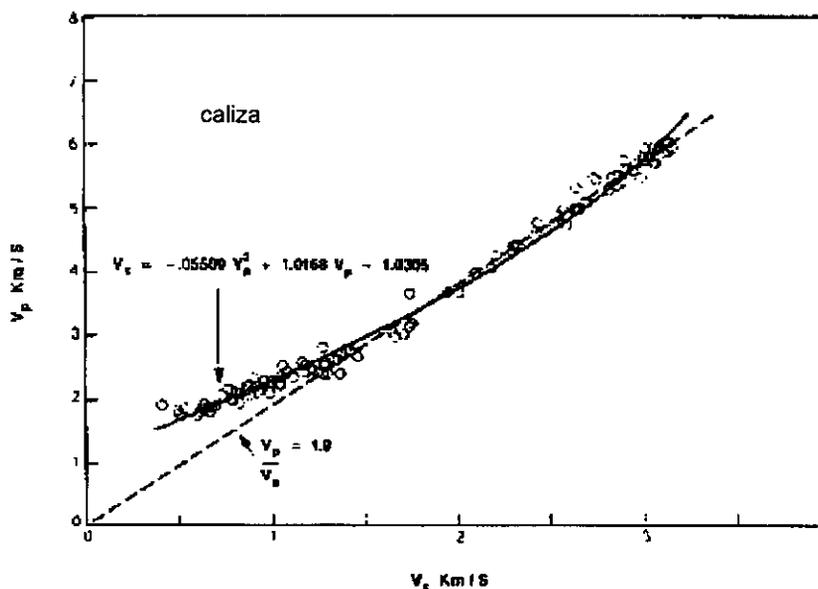


Figura II.C.1. Gráfico de  $V_p$  contra  $V_s$  para calizas. La línea punteada es la tendencia dada por Pickett (1963). La línea entera es un polinomio de segundo orden ajustado al dato experimental.

**Tabla II.C.1. Algunas propiedades de minerales reportados. Las velocidades de los minerales están promediadas para representar agregados isotrópicos de cero-porosidad.**

Mineral	Densidad (gm/cc)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Vp/Vs
Calcita	2.71	6.53	3.36	1.94
Calcita	2.71	6.26	3.24	1.92
Dolomita	2.87	7.05	4.16	1.70
Halita	2.16	4.50	2.59	1.74
Muscovita	2.79	5.78	3.33	1.74
Cuarzo	2.65	6.06	4.15	1.46
Cuarzo	2.65	6.05	4.09	1.48
Anhidrita	2.96	6.01	3.37	1.78

La Figura II.C.1, muestra la relación de Vp-Vs para calizas. Para la velocidad de la onda S más grande de 1.5 km/s, de la relación dada en el gráfico de Pickett, para una  $V_p=1.9 V_s$  se sostiene bien. Sin embargo, en velocidades bajas, hay una sustancial desviación desde esta tendencia cuando Vp se aproxima a 1.5 km/s (velocidad del agua), cuando Vs se aproxima a cero. El polinomio de mínimos cuadrados que se ajusta bien en los datos es:

$$V_s \text{ (km/s)} = -0.05509 V_p^2 + 1.0168 V_p - 1.0305 \quad (\text{II.C.4})$$

Notándose que para Vs mayor de 1.5 km/s, la tendencia lineal de Pickett es superior a la ecuación (II.C.4), lo cual ajusta mejor para rangos enteros de velocidad. En contraste, Vs es cercanamente lineal relacionada a Vp sobre el rango entero de datos para areniscas y lutitas (Figuras II.C.2 y II.C.3). Incluidos en estos gráficos las compilaciones de Castagna y Thomsen, las relaciones de Vp-Vs son

$$V_s \text{ (km/s)} = 0.8042 V_p - 0.8559 \quad (\text{II.C.5})$$

para areniscas, y

$$V_s \text{ (km/s)} = 0.7700 V_p - 0.8674 \quad (\text{II.C.6})$$

Para lutitas. Esta tendencia es similar a la línea de "mudrock" obtenida exclusivamente desde las mediciones in-situ en Castagna y otros (1985), dada por:

$$V_s \text{ (km/s)} = 0.8621 V_p - 1.1724, \quad (\text{II.C.7})$$

y en una concordancia cerrada con los resultados de Han y otros (1986) para 75 muestras de arenas,

$$V_s \text{ (km/s)} = 0.7936 V_p - 0.7868 \quad (\text{II.C.8})$$

De las ecuaciones (II.C.5) a la (II.C.8) se puede concluir que las areniscas y lutitas exhiben una relación muy similar. Si se asume que la mayoría de las dispersiones sobre estas curvas se deben a la variación en la composición en un sistema binario de cuarzo-arcilla, se puede pensar que una línea de arcilla pura podrá dar una relación ligeramente más alta de Vp/Vs predecida por la ecuación (II.C.6). Similarmente, una línea de cuarzo puro dará una relación ligeramente menor de Vp/Vs dada por la ecuación (II.C.5). Sin embargo, arenas de cuarzo puro y lutitas de arcilla pura son escasas, de modo que las ecuaciones (II.C.5) y (II.C.6) son usadas de preferencia cuando las composiciones no son precisamente conocidas; particularmente antes de la perforación. Cuando se estiman velocidades de la onda S de los registros sísmicos convencionales y análisis volumétricos de registros de pozos, se pueden usar ecuaciones ligeramente modificadas para representar las litologías "puras". Como dato adicional se ha mostrado (Castagna, 1993), que las arenas feldespáticas tienden a exhibir más alta relación de Vp/Vs que las arenas cuarzosas. De acuerdo a Gregory, las arenas con gas tienen una relación de Vp/Vs alrededor de 1.5. En el laboratorio, se han visto relaciones con variaciones desde 1.4 hasta 1.8, con un promedio de 1.5. Los datos reportados de velocidades para dolomías están sobre un rango limitado (ver Figura II.C.4). De nuevo, un ajuste lineal es adecuado para este rango;

$$V_s \text{ (km/s)} = 0.5832 V_p - 0.07776 \quad (\text{II.C.9})$$

Lo cual es virtualmente la misma tendencia de Pickett  $V_p = 1.8 V_s$ . Aunque la experiencia con las relaciones de  $V_p$ - $V_s$  es limitada en carbón, se han observado valores desde 1.9 a 2.2 en laboratorio. Se tienen también relaciones establecidas de  $V_p/V_s$  alrededor de 1.8 para anhidrita y 1.7 para rocas salinas con variaciones relativamente pequeñas debidas a las cortas variaciones de porosidad para estas rocas.

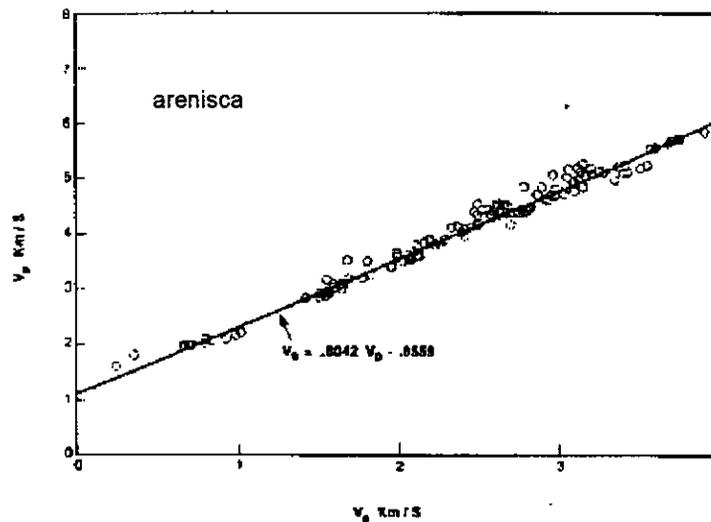


Figura II.C.2. Gráfico de  $V_p$  contra  $V_s$  para areniscas. La línea entera es el ajuste de la regresión lineal al dato experimental.

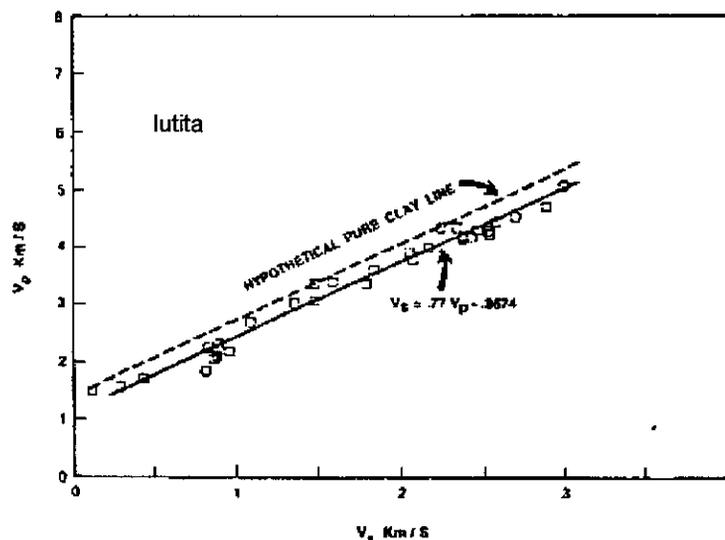


Figura II.C.3. Gráfico de  $V_p$  contra  $V_s$  para lutitas. La línea entera es el ajuste de la regresión lineal a los datos experimentales. La línea punteada representa una posible localización para una línea hipotética de arcilla pura.

La Figura II.C.5 muestra un registro de velocidades sísmicas de onda completa en una variedad de tipos de rocas incluyendo litologías mezcladas. De las observaciones de estos datos se tiene: (1) Las lutitas limpias se dan a lo largo de la tendencia de Pickett ( $V_p=1.9 V_s$ ). (2) Areniscas y lutitas se dan a lo largo de la línea "mudrock" (ecuación II.C.7). (3) La sal se da a lo largo de la porción límite de la línea mudrock con  $V_p$  alrededor de 4.4 km/s y  $V_p/V_s$  de 1.7. (4) Las dolomitas y la mezcla de litologías se dan entre la caliza y la línea mudrock, y (5) las dolomitas tienden a tener relaciones de  $V_p/V_s$  menores que las precedidas por la tendencia de la dolomita de Pickett ( $V_p=1.8 V_s$ ). Esta variación puede ser debida a (a) alto contenido de silicatos, o (b) a la diferente distribución de la forma de poros del conjunto de datos de Pickett.

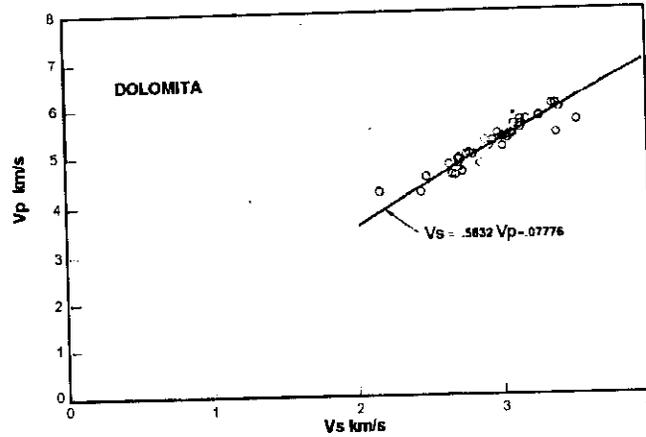


Figura II.C.4. Gráfico de Vp contra Vs para dolomitas. La línea entera es el ajuste de la regresión lineal al dato experimental.

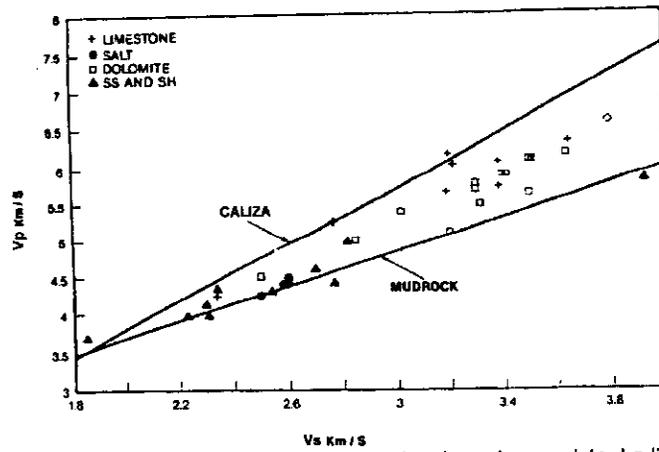


Figura II.C.5. Gráfico de Vp contra Vs para un dato de registro sísmico de onda completa. La línea de "mudrock" es la de Castagna et al. (1985). La línea de la caliza es de Pickett (1963).

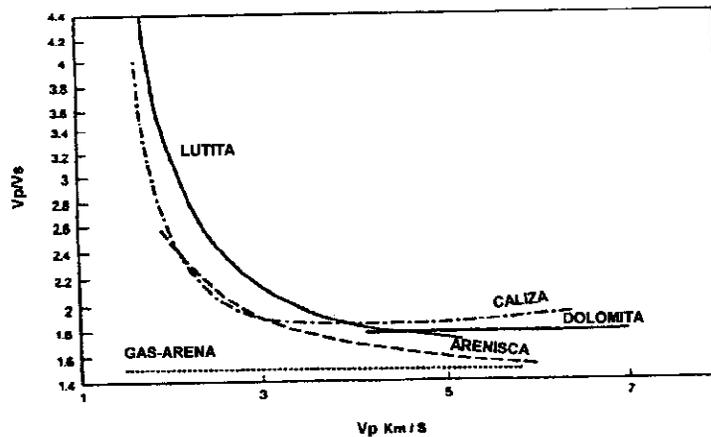


Fig. II.C.6. Tendencia de Vp/Vs contra Vp para varias litologías. Para rocas saturadas de agua Vp/Vs se aproxima al infinito cuando Vp se aproxima a la velocidad del fluido.

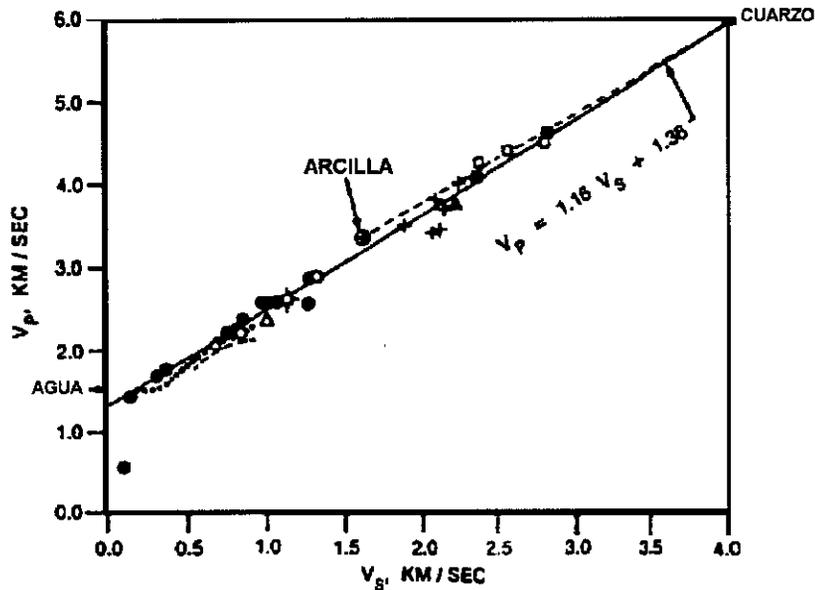


Fig.II.C. 7. Gráfico de la línea recta de la ecuación de Castagna et al. (1985). También llamada línea "mudrock". Asume que todas las rocas están saturadas de agua.

Un gráfico compuesto de la relación de  $V_p/V_s$  (Figura II.C.9) permite dibujar ciertas conclusiones sobre el uso de las relaciones de  $V_p/V_s$  para determinar la litología. La discriminación de litología es mejor en altas velocidades donde la guía de  $V_p/V_s$  es igual 1.6 para areniscas, 1.8 para dolomías y 1.9 para calizas es la mayor parte casi correcta. En esta región, sin embargo, es difícil distinguir lutitas de altas velocidades de carbonatos. Además, el error experimental asociado con la extracción de relaciones de  $V_p/V_s$  para datos sísmicos puede ser grande comparado a las diferencias en  $V_p/V_s$  debido a la variación en litología. En altas velocidades, la diferencia en  $V_p/V_s$  entre rocas saturadas de gas y salmuera puede ser relativamente pequeña. Para rocas de baja velocidad, la discriminación litológica es también difícil; sin embargo, la diferencia en  $V_p/V_s$  entre rocas saturadas de gas y salmuera puede ser relativamente grande. Como una consecuencia, el análisis de AVO para hidrocarburos puede ser más robusto para objetivos de baja velocidad.

**Relación de Castagna.** - Castagna y otros (1985) derivaron una relación muy simple entre las velocidades  $V_p$  y  $V_s$ , la cual se puede escribir como:

$$V_p \text{ (km/s)} = 1.16 V_s + 1.36 \quad (\text{II.C.10})$$

Esta es simplemente la ecuación de una línea recta. El gráfico de esta línea y las observaciones que se ajustan a ella de trabajos previos se dan en la Figura II.C.10. Su línea es también llamada la línea de "mudrock". Esta ecuación asume que todas las rocas están saturadas de agua.

$$\frac{\Delta V_p}{V_p} = 1.16 \cdot \frac{V_s}{V_p} \cdot \frac{\Delta V_s}{V_s} \quad (\text{II.C.10a})$$

De aquí se puede derivar un atributo que es conocido como el "Factor de Fluidos" (Smith y Galloway, 1987):

$$\Delta F = \frac{\Delta V_p}{V_p} - 1.16 \cdot \frac{V_s}{V_p} \cdot \frac{\Delta V_s}{V_s} \quad (\text{II.C.10b})$$

De donde  $\Delta F$  estará cercano a cero para todas las rocas saturadas con agua. Pero será negativo en la cima de una formación saturada con gas.

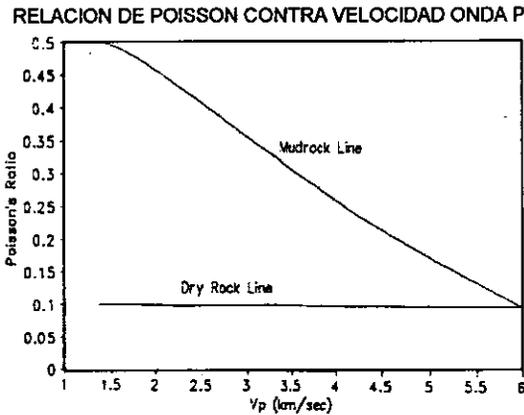


Figura II.C.8.

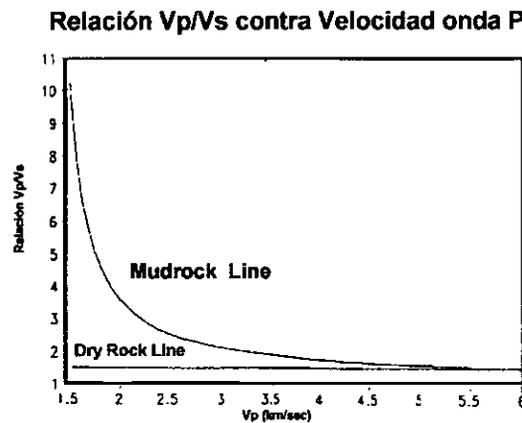


Figura II.C.9.

Hay diversas rutas en las cuales esta relación se puede graficar. Podemos considerar dos: la relación de Poisson contra la velocidad de la onda P y la relación Vp/Vs contra la velocidad de la onda P. Estos gráficos se muestran en las Figuras II.C.8 y II.C.9, respectivamente. Nótese que el gráfico de la relación de Poisson contra la velocidad de la onda P (en la Figura II.C.8) muestra que la relación más baja de Poisson es de 0.1. En el de la relación de Vp/Vs contra la velocidad de la onda P (en la Figura II.C.9) la curva se aproxima al valor de 1.5 asintóticamente. Estos valores ( $\sigma=0.1$  y  $Vp/Vs=1.5$ ) representan el llamado valor de "dry-rock" para una arena seca porosa. La línea de "mudrock" se aproxima a la línea de "dry-rock" cuando la velocidad de la onda P se incrementa. Finalmente, Castagna mostró también que las ecuaciones de Gassmann predicen velocidades que caen aproximadamente en la línea de mudrock en el caso de saturaciones de agua.

**Relación de Krief.**- En el más reciente escrito de Krief y otros (1990) propusieron que un ajuste lineal excelente, puede encontrarse entre las velocidades de P y S, si el cuadrado de las dos cantidades se grafica en forma cruzada. Su ecuación se lee:

$$Vp^2 = aVs^2 + b \quad (II.C.11)$$

Donde las velocidades están en km/s. Los coeficientes de regresión determinados por Krief y otros, se pueden resumir:

Litología	a	b
arena (húmeda)	2.213	3.857
arena (gas)	2.282	0.902
arena (lutita)	2.033	4.894
caliza	2.872	2.755

## II.C.2. RELACIONES VELOCIDAD-DENSIDAD.

La densidad volumétrica de la roca ( $\rho_b$ ) está directamente relacionada a la densidad del mineral (matriz) y porosidad por:

$$\rho_b = (1-\phi)\rho_{ma} + \phi\rho_f \quad (II.C.12)$$

donde:

$\phi$  = porosidad,

$\rho_{ma}$  = densidad de matriz (grano),

y  $\rho_f$  = densidad de fluido de poro.

La litología afecta la densidad volumétrica a través del parámetro de densidad de matriz ( $\rho_{ma}$ ). En litologías mezcladas, éste se toma como la densidad de grano del peso en volumen promedio.

Las relaciones de velocidad-densidad se pueden obtener desde las transformaciones de velocidad-porosidad las cuales se usan en los análisis de registros de pozos. La transformada más conocida de velocidad-porosidad es la ecuación de Wyllie et al. (1956) de tiempo-promedio dada por:

$$1/V_p = (1-\phi)/V_{pma} + \phi/V_f \quad (II.C.13)$$

donde

$V_p$  = velocidad de la onda compresional,

$V_{pma}$  = velocidad de la onda compresional del grano ("matriz") y

$V_f$  = velocidad de la onda compresional del fluido.

Obviamente, esta relación puede ser escrita en términos de densidad, si las densidades del grano y el fluido son conocidas.

La ecuación de Wyllie se usa con frecuencia en areniscas bien consolidadas para la determinación de la porosidad de registros de pozos. La ecuación se puede derivar con la suposición que las ondas se propagan por una fracción de su tiempo en la "matriz",

$$(1-\phi)/V_{pma}$$

y una fracción de su tiempo en el fluido,

$$\phi/V_f.$$

Esta no es una representación físicamente correcta de la propagación de onda en medios porosos (es estrictamente válida en longitudes de onda las cuales son mucho más pequeñas que las del tamaño de grano/poro), pero es una medida conveniente de derivación la forma de la ecuación. Se debe resistir atacar el significado físico a  $V_f$ , particularmente en arenas con gas cuando el uso de las velocidades del gas den resultados erróneos. Esta ecuación tiende también a descomponerse, donde el esfuerzo efectivo es bajo y donde la roca está pobremente consolidada. Bajo estas circunstancias un "factor de compensación" es aplicado para corregir la predicción de porosidad en tiempo-promedio.

Una mejoría a la ecuación de tiempo-promedio fue propuesta por Raymer et al. (1980) argumentando que esta ecuación es válida en arenas y areniscas para porosidades menores de 37%. De acuerdo a la ecuación de Raymer-Hunt-Gardner (RHG) es:

$$V_p = (1-\phi)^2 V_{pma} + \phi V_f. \quad (II.C.14)$$

La ecuación de RHG es de naturaleza empírica, y no puede ser aplicada en todas las circunstancias. Como en la ecuación de Wyllie, la ecuación de RHG se puede corregir para esfuerzos efectivos bajos y pobre consolidación.

Castagna (1985) usó la teoría de Biot-Gassman para derivar una velocidad de onda S, semejante a la ecuación de RHG para las areniscas:

$$V_s = (1-\phi)^2 V_{sma} \quad (II.C.15)$$

Donde  $V_{sma}$  es la velocidad de la onda S matriz. Notándose que esta ecuación también se deriva por el remplazamiento de  $V_{pma}$  con  $V_{sma}$  y  $V_f = 0$  en la ecuación (II.C.14). Para sedimentos sin consolidar, Raymer usó una derivación de la ecuación de Wood para suspensiones. La ecuación de Wood es:

$$1/K_{su} = \sum_{i=1}^n \frac{X_i}{K_i} \quad (II.C.16)$$

donde

- $K_{su}$  = módulo volumétrico de la suspensión,
- $X_i$  = fracción volumen del componente i,
- $K_i$  = módulo volumétrico del componente i, y
- n = número de componentes incluidos fluidos y sólidos.

La ecuación semejante a la Wood usada por Raymer cuenta para algunos desarrollos de estructura de rigidez si se usan los módulos de onda plana, en lugar del módulo volumétrico de los sólidos:

$$1/M = (1 - \phi)/M_{ma} + \phi/K_f \quad (II.C.17)$$

donde

- M = módulo volumétrico de onda plana de la roca =  $k + 4/3\mu$ ,
- $M_{ma}$  = módulo de onda plana del grano sólido, y
- $K_f$  = módulo volumétrico del fluido.

Una de las más importantes reacciones empíricas en la prospección geofísica es la de Gardner y otros (1974), la cual expresa la densidad en términos de la velocidad para un promedio de todos los tipos de rocas:

$$\rho_b = 1.741 V_p^{.25} \quad (II.C.18a)$$

donde  $V_p$  está expresada en km/s, o

$$\rho_b = .23 V_p^{.25} \quad (II.C.18b)$$

Donde  $V_p$  está expresada en ft/s, y la densidad está dada en gm/cc.

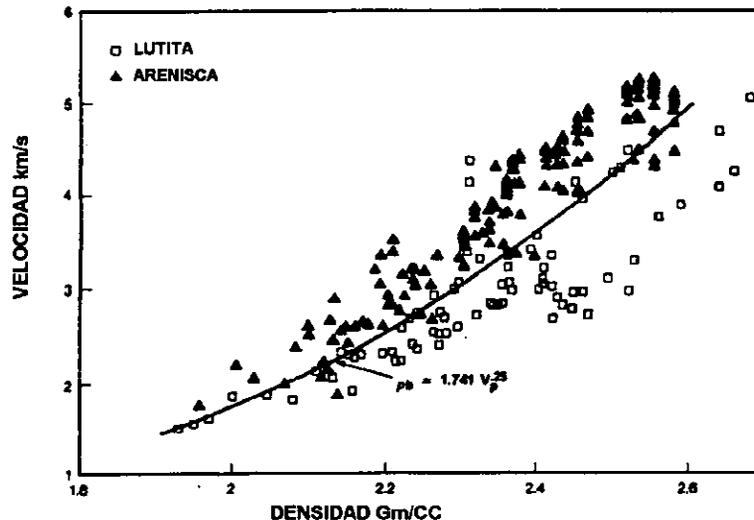


Fig.II.C.10. Medidas de laboratorio y de registros para arenas y lutitas mostrando la relación de Gardner.

La ecuación de Gardner es apropiada para un amplio rango de velocidades y porosidades, y cuenta implícitamente para variaciones en consolidación y de esfuerzos efectivos. La Figura II.C.10 compara la ecuación de Gardner en laboratorio y los datos de registros de pozos de velocidad y densidad para areniscas y

lutitas. La ecuación de Gardner tiende a sobrestimar la densidad para areniscas y subestima la densidad para las lutitas. La variación de la litología puede ser tomada en cuenta usando diferentes ecuaciones de Gardner para cada litología. Estas se dan en la Tabla II.C.2 y fueron obtenidas por mínimos cuadrados de curvas digitizadas de Gardner, con excepción de la ecuación de las arenas la cual fue modificada a un punto aproximado al cuarzo en baja porosidad.

Tabla II.C.2. Polinomios de segundo orden ajustados a la relación de Gardner et al. (1974) de velocidad-densidad. La tendencia de las areniscas es modificada para aproximarla al punto de cuarzo de bajas porosidades. Las unidades son en km/s y gm/cc.

(a) Coeficientes para la ecuación.  $\rho = aV_p^2 + bV_p + c$

Litología	a	b	c	$V_p$ rango (km/s)
lutita	-.0261	.373	1.458	1.5-5.0
arenisca-.0115	.261	1.515	1.5-6.0	
caliza	-.0296	.461	.963	3.5-6.4
dolomita	-.0235	.390	1.242	4.5-7.1
anhidrita	-.0203	.321	1.732	4.6-7.4

(b) Coeficientes para la ecuación  $\rho = dV_p^f$

Litología	d	f	$V_p$ rango (km/s)
lutita	1.75	.265	1.5-5.0
arenisca1.66	.261	1.5-6.0	
caliza	1.50	.225	3.5-6.4
dolomita	1.74	.252	4.5-7.1
anhidrita	2.19	.160	4.6-7.4

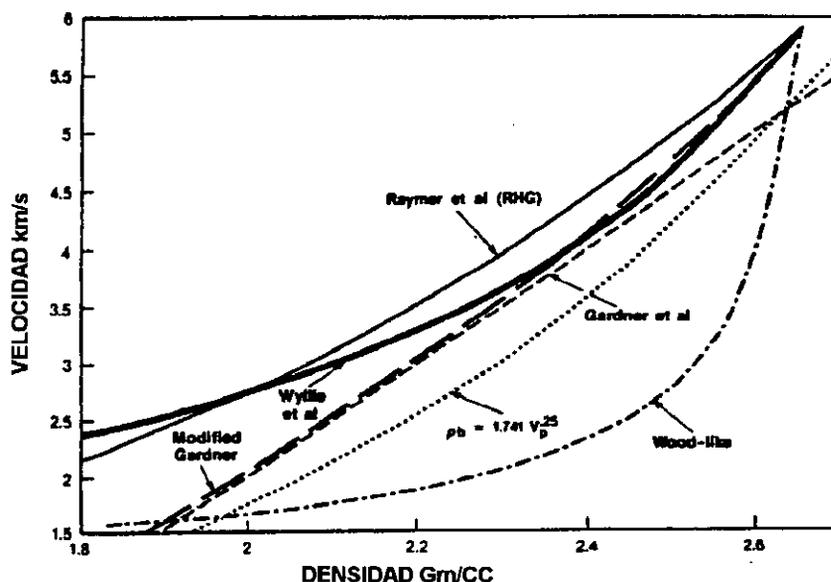


Fig.II.C.11. Tendencia de las curvas de velocidad-densidad de las areniscas. La línea entera -Raymer et al. (1980); línea entera gruesa -Wyllie et al. (1956); línea medio oscura -modificada de Gardner (ver texto); línea punteada -Gardner et al. (1974) para rocas sedimentarias; línea punteada oscura -ecuación de Wood.

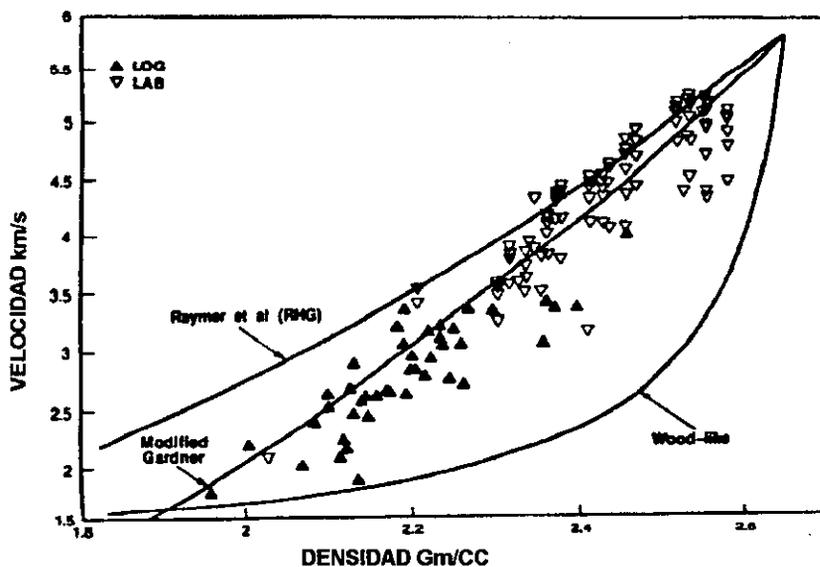


Fig.II.C.12. Mediciones de areniscas en laboratorio y en registros.

En contraste con la relación de  $V_p/V_s$ , la relación de  $V_p$ -densidad no está bien definida. Esto se demuestra en la Figura II.C.11, la cual compara las diferentes relaciones de velocidad-densidad para las areniscas incluyendo: (1) la ecuación de Wyllie, (2) la ecuación de RHG, (3) la ecuación de Wood, (4) la ecuación de Gardner, (5) la ecuación de las areniscas de Gardner y (6) la ecuación modificada de Gardner de las areniscas. La Figura II.C.12 es un gráfico de un muestreo de laboratorio y datos de registros de pozos para las areniscas. Las ecuaciones de RHG y Wood tienden a actuar como límites superior e inferior para la velocidad en una densidad dada, si bien la ecuación modificada de Gardner de las areniscas da un mejor ajuste a los datos, esta ecuación puede ser caracterizada a lo más, como un burdo ajuste. Similarmente, el gráfico de velocidad-densidad para varias lutitas (Figura II.C.13) muestra una gran distribución dispersa. Cuando en una "arcilla-pura" arbitraria, el punto final se selecciona, las ecuaciones de RHG y Wood dan de nuevo los límites superior e inferior aproximados para la velocidad a una densidad dada. La ecuación de la lutita de Gardner da el ajuste más razonable a los datos, pero las desviaciones desde esta tendencia pueden ser grandes. Conclusiones similares pueden ser dibujadas para otras litologías; así, cuando se requiera de una burda transformada de velocidad-densidad, se recomienda las ecuaciones de Gardner resumidas en la Tabla II.C.2 y en la Figura II.C.14. Cuando se requiera de estimaciones más precisas, sin embargo, es necesario considerar esfuerzos efectivos y consolidación explícitamente, o el desarrollo empírico local de la tendencia.

Como la variación de la velocidad con la presión, es típicamente más grande que la variación de porosidad con la presión, la relación de velocidad-porosidad deberá variar también con la presión. Domenico (1984), desarrolló la relación de velocidad-porosidad en diferentes presiones efectivas para las areniscas y calizas de las medidas de Pickett (1963) y mostró que la dependencia de la porosidad de la velocidad es más grande en esfuerzos efectivos bajos.

En la mayoría de las situaciones, los exploradores deben tratar con litologías que están mezcladas en algún grado, más que con litologías puras. Por lo tanto, se requieren métodos para promediar las propiedades o relaciones desarrolladas por tipos de rocas puras. Desafortunadamente, estos límites no pueden ser lo suficientemente ajustados para su aplicación. Una aproximación alternativa es un medio compuesto de modelado asumiendo un sólido con inclusiones teniendo formas específicas y propiedades elásticas. Lamentablemente, los modelos existentes requieren aproximaciones e información detallada acerca de la fábrica de la roca antes que cualquier cálculo pueda ser hecho. También se hacen suposiciones (tales como la no interacción de poros) que generalmente no son de validez demostrada para las rocas sedimentarias. Consecuentemente, es necesario de nuevo, recurrir a ecuaciones empíricas.

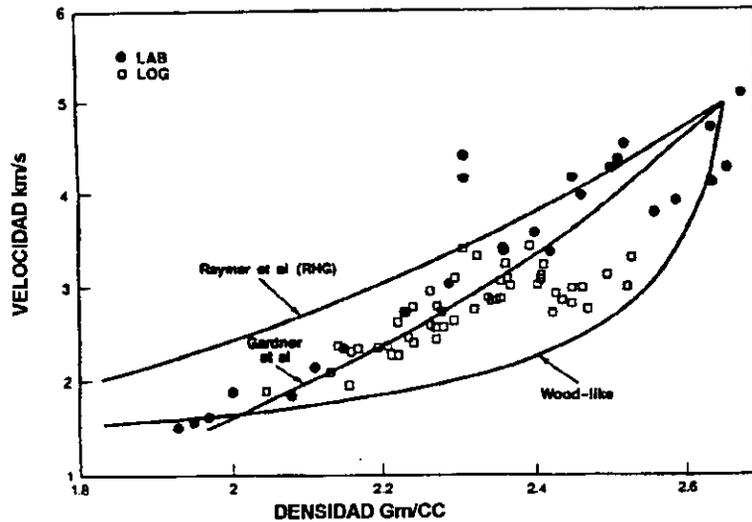


Fig.II.C.13. Mediciones de lutitas en laboratorio y en registros.

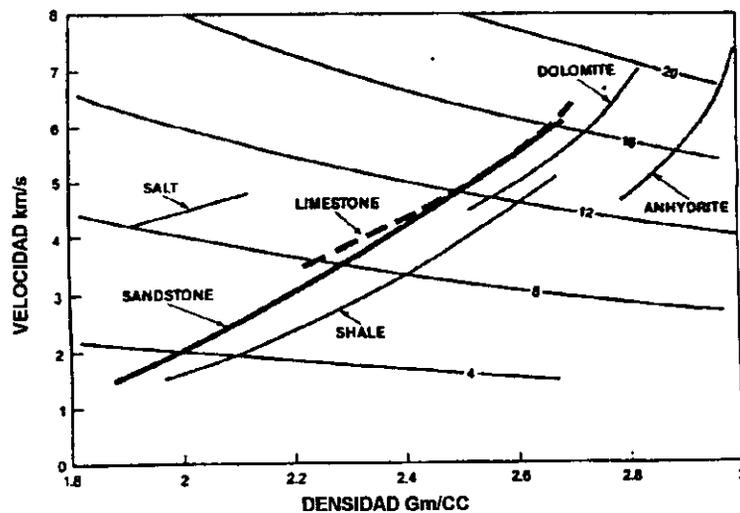


Fig. II.C.14. Tendencias de velocidad-densidad de Gardner et al. (1974) y líneas de impedancia constante. La unidad de la impedancia es  $(\text{km-gm})/(\text{cc-s})$ .

Comúnmente se toma una aproximación de tiempo-promedio, en análisis de registros de pozos para modificar la ecuación de Wyllie incluyendo el efecto de composición. Una corrección con frecuencia usada de arcilla, utilizando el volumen fraccional de arcilla " $X_{cl}$ ", y una velocidad de matriz de arcilla " $V_{cl}$ ". La ecuación de Wyllie se puede escribir:

$$1/V_p = X_{cl} / V_{cl} + X_{ss} / V_{ss} + \phi / V_f \quad (\text{II.C19})$$

donde

$X_{ss}$  = volumen de arenisca y

$V_{ss}$  = velocidad de la matriz de la arenisca.

Similarmente, los términos pueden ser sumados para otros componentes litológicos.

Tosaya (1982), llevó a cabo mediciones de velocidad ultrasónica en arenas saturadas con salmuera y lutitas a 5800 psi. El contenido de arcilla fue obtenido por microscopía de secciones delgadas, difracción de rayos X y análisis elementales. Regresiones múltiples se usaron para derivar las relaciones entre la velocidad de la onda P y S, porosidad y contenido de arcilla. Estas ecuaciones son:

$$V_p \text{ (km/s)} = 5.8 - 8.6\phi - 2.4 X_{cl} \quad (\text{II.C.20a})$$

y

$$V_s \text{ (km/s)} = 3.7 - 6.3\phi - 2.1 X_{cl} \quad (\text{II.C.20b})$$

donde

$V_p$  = velocidad de la onda P,  
 $V_s$  = velocidad de la onda S,  
 $\phi$  = porosidad fraccional y  
 $X_{cl}$  = volumen fraccional de la arcilla.

Kowallis et al. (1984), llevaron a cabo mediciones de velocidades ultrasónicas en areniscas secas pobremente consolidadas. El contenido de arcilla fue obtenido por la microscopía de secciones delgadas, difracción de rayos X y análisis elemental. Las múltiples regresiones produjeron:

$$V_p \text{ (km/s)} = 5.6 - 9.2\phi - 5.7 X_{cl} . \quad (\text{II.C.21})$$

Castagna et al. (1985), llevaron a cabo múltiples regresiones en mediciones de registros sínicos de onda completa en la geopresurada formación Frío a una profundidad alrededor de 16 000 ft. La porosidad y el volumen de arcilla fueron determinados por el graficado de neutrón contra densidad calibrado por los datos de difracción de rayos X de Freed (1980). Esto produjo la ecuación que es muy similar a la de Tosaya:

$$V_p \text{ (km/s)} = 5.81 - 9.42\phi - 2.21 X_{cl} \quad (\text{II.C.22a})$$

y

$$V_s \text{ (km/s)} = 3.89 - 7.07\phi - 2.04 X_{cl} . \quad (\text{II.C.22b})$$

Han et al. (1986), llevaron a cabo la más completa examinación de esta clase de areniscas. Hicieron mediciones de velocidades ultrasónicas en 75 diferentes areniscas. El contenido de arcillas fue obtenido por el conteo de puntos. Su ecuación para un número diferente de presiones está dada en la Tabla II.C.3. Eberhardt-Phillips et al. (1989) ajustaron estos datos con las siguientes ecuaciones:

$$V_p = 5.77 - 6.94\phi - 1.73(X_{cl})^{1/2} + 0.446(P - e^{-16.7P}) \quad (\text{II.C.23a})$$

$$V_s = 3.70 - 4.94\phi - 1.57(X_{cl})^{1/2} + 0.361(P - e^{-16.7P}) \quad (\text{II.C.23b})$$

Donde P es el esfuerzo efectivo en kilobars.

**Tabla II.C.3. Regresiones de velocidad en areniscas por Han et al, (1986). Los coeficientes son para la ecuación  $V = a + b\phi + cX_{cl}$  donde  $\phi$  es igual a la porosidad y  $X_{cl}$  es igual a la fracción de volumen de arcilla.**

Esfuerzo Efectivo (bars)	Velocidad de la onda P		
	a	b	c
400	5.59	-6.93	-2.18
300	5.55	-6.96	-2.18
200	5.49	-6.94	-2.17
100	5.39	-7.08	-2.13
50	5.76	-7.08	-2.02

Esfuerzo Efectivo (bars)	Velocidad de la onda S		
	a	b	c
400	3.52	-4.91	-1.89
300	3.47	-4.84	-1.87
200	3.39	-4.73	-1.81
100	3.29	-4.73	-1.74

Wilkens et al. (1984) y Rafavich (1984) llevaron a cabo regresiones litológicas en carbonatos y evaporitas. Más que una revisión separada de sus resultados, estos datos se incorporaron dentro de los análisis de regresiones.

En un intento de unificar las mediciones previamente mencionadas y otros datos dentro de un conjunto global de ecuaciones. Las mediciones se seleccionaron en base de los siguientes criterios: espécimen relleno y saturado de agua. La composición se determinó por difracción de rayos x, conteo de puntos o análisis químicos, mediciones de ambas velocidades de ondas P, S y la composición se limitó a sistemas cuaternarios de cuarzo-arcilla-dolomita-calcita.

La velocidad que se asumió es de composición-pesada de promedio lineal de poros en litologías:

$$V = \sum X_i V_i = \sum X_i (A_i \phi + B_i \log P + C_i) \quad (\text{II.C.24})$$

donde P es el esfuerzo efectivo,  $X_i$  es la fracción de volumen de cada componente,  $V_i$  son las velocidades del cuarzo puro, arcilla, calcita y agregados de dolomita en la porosidad dada y presión y

$$\sum X_i = 1. \quad (\text{II.C.25})$$

Las múltiples regresiones lineales producen los coeficientes dados en la Tabla II.C.4. Análisis residuales revelan que no hay exigencia en la linealidad u otras características inadecuadas en la ecuación (II.C.24).

Las mejoras como (1) el exponente no unitario para  $X_{ci}$ , (2)  $A_i$  una función de presión, (3)  $B_i$  una función de porosidad y (4) dependencia de diferente presión del log P no perfeccionan significativamente el error residual. Esto es porque los efectos descritos son enmascarados en este conjunto de datos por errores experimentales (primeramente por la composición). Se debe tener en mente que la ecuación (21) es una mejora significativa sobre las formas de Tosaya-Han-Nur y Eberhardt-Phillips-Zoback en uno respecto a que: la porosidad y los coeficientes de presión son dependientes de la litología.

El análisis de los coeficientes dados en la Tabla II.C.4, da algunas interesantes ideas:

(1) Para ondas compresionales, la dependencia de la presión (parcialmente descrita por  $B_i \log P$ ) es independiente de la litología. Para ondas S, el efecto es dependiente de la litología. En ambos casos, la dependencia de la presión es la misma para arcilla y cuarzo.

(2) Para las ondas P, la dependencia de la porosidad es la misma para arcilla y cuarzo.

(3) Para las ondas P, los incisos (1) y (2) indican que las regresiones presentadas por Tosaya, Kowallis, Castagna y Han, sin dependencia de litología, los coeficientes de porosidad y presión son válidos para mezclas de cuarzo-arcilla. Sin embargo, para carbonatos y para velocidades de la onda S, es necesaria la dependencia de la litología de los coeficientes.

(4) Para escenarios de  $P=500$  bars y  $\phi=0$ , se obtienen velocidades de matriz razonables (ver Tabla II.C.5). Las notables discrepancias esperadas de velocidades de minerales son (a) muy baja  $V_p/V_s$  (1.41) para arcilla de cero porosidad y (b) baja  $V_p$  y  $V_s$  para la dolomita. Estas desviaciones pueden indicar un modelo de regresión inadecuado (ecuación II.C.21), en la base de datos.

La velocidad es la más fuerte dependiente de la porosidad, el siguiente factor en importancia es el contenido de arcilla. Cuando las propiedades de los minerales son similares, se esperan pequeñas variaciones en la composición. La conclusión de Rafavich dice que la mineralogía juega un papel secundario, por lo que, las ecuaciones presentan un número de problemas potenciales:

(1) Las variables independientes pueden ser correlacionadas, de modo que los coeficientes pueden ser engañosos.

- (2) Las ecuaciones son forzadas a ser lineales. Aunque esto es adecuado generalmente, los problemas se pueden incrementar en el tiempo (de acuerdo a Han et al. (1986), el efecto de suma en pequeñas cantidades de arcilla a una arenisca puede ser no lineal).
- (3) Las ecuaciones solamente se aplican al rango de presiones específicas efectivas para las cuales se hicieron las medidas.
- (4) El uso del término de volumen de arcilla ignora la variabilidad de la mineralogía de la arcilla y su papel estructural.
- (5) Las variaciones en la litificación, textura y geometría del poro se ignoran.
- (6) La dependencia de la presión probablemente no está adecuadamente descrita.
- (7) El efecto de la presión puede ser exagerado (en esfuerzos efectivos bajos) por muestras dañadas.

**Tabla II.C.4. Coeficientes de regresión de velocidad para el sistema cuarzo-arcilla-calcita-dolomita: Ecuación  $V = \sum X_i (A_i \phi + B_i \log P + C_i)$ .**

Coefficientes	P	S
$A_{\text{cuarzo}}$	$-7.636 \pm 0.125$	$-4.691 \pm 0.141$
$B_{\text{cuarzo}}$	$0.192 \pm 0.016$	$0.166 \pm 0.013$
$C_{\text{cuarzo}}$	$5.289 \pm 0.0466$	$3.156 \pm 0.035$
$A_{\text{arcilla}}$	$-7.636 \pm 0.125$	$-12.655 \pm 1.049$
$B_{\text{arcilla}}$	$0.192 \pm 0.016$	$0.166 \pm 0.013$
$C_{\text{arcilla}}$	$2.708 \pm 0.059$	$1.844 \pm 0.135$
$A_{\text{calcita}}$	$-10.136 \pm 0.278$	$-5.429 \pm 0.236$
$B_{\text{calcita}}$	$0.192 \pm 0.061$	$0.068 \pm 0.014$
$C_{\text{calcita}}$	$5.818 \pm 0.039$	$3.156 \pm 0.035$
$A_{\text{dolomita}}$	$-4.765 \pm 0.444$	$-4.692 \pm 0.141$
$B_{\text{dolomita}}$	$0.192 \pm 0.061$	$0.137 \pm 0.010$
$C_{\text{dolomita}}$	$5.524 \pm 0.062$	$3.156 \pm 0.035$
Coefficiente de correlación R	0.969	0.946
$R^2$	0.940	0.895
Error estándar	0.220	0.171
F	2143.687	1179.008
Signif F	0.000	0.000

**Tabla II.C.5. Velocidades extrapoladas con cero porosidad y 500 bars de presión efectiva. Las unidades de la velocidad son km/s.**

Mineral	Vp	Vs	Vp/Vs	Vp	Vs	Vp/Vs
	Extrapolado	Extrapolado	Extrapolado	Medido	Medido	Medido
Cuarzo	5.81	3.60	1.61	6.06	4.12	1.47
Arcilla	3.23	2.29	1.41	-	-	-
Calcita	6.34	3.34	1.90	6.40	3.30	1.94
Dolomita	6.04	3.52	1.72	7.05	4.16	1.70

### II.C.3. ECUACIÓN DE GASSMANN.

Una variedad de modelos teóricos se han desarrollado para predecir las velocidades de medios porosos. En términos amplios, los modelos se desarrollan para rocas isotrópicas dentro de estas dos categorías: (1) geometría específica del poro y (2) global. Muchos de los resultados obtenidos se aplican usando las propiedades globales o volumétricas de las rocas y fluidos sin hacer referencia a cualquier geometría específica del poro. Gassmann (1951) y Biot (1956), produjeron relaciones fundamentales y relativamente simples donde el más significativo parámetro desconocido es el módulo volumétrico y de corte de la estructura de la roca. Las ecuaciones de Gassmann son válidas solamente en frecuencias sísmicas bajas (estrictamente válidas en frecuencia cero). Éstas son (Castagna, 1993):

$$k_w = k_d + (1 - b)^2 / [(1 - \phi - b) / (k_{ma} + \phi / k_f)] \quad (\text{II.C.26})$$

y

$$\mu_w = \mu_d \quad (\text{II.C.27})$$

donde

- $k_w$  = módulo volumétrico del fluido relleno en la roca,
- $k_d$  = módulo volumétrico del esqueleto de la roca (agregado de granos),
- $k_{ma}$  = módulo volumétrico de la matriz (granos individuales),
- $k_f$  = módulo volumétrico del fluido en el poro,
- $b = k_d / k_{ma}$
- $\mu_w$  = módulo de corte del fluido relleno en la roca, y
- $\mu_d$  = módulo de corte del esqueleto de la roca.

Con frecuencia, el módulo volumétrico del esqueleto es desconocido pero el módulo volumétrico del fluido de relleno es fácilmente derivado. Por ejemplo, si  $V_p$  en 100% de saturación de agua es conocido para una litología dada, entonces la tendencia de las curvas de  $V_p$ - $V_s$  se pueden usar para obtener  $V_s$ . Dados  $V_p$ ,  $V_s$  y la densidad se obtiene el módulo del fluido de relleno de:

$$k_{100\%} = \rho_{100\%} \left( V_p^2 - \frac{4}{3} V_s^2 \right) \quad (\text{II.C.28})$$

y

$$\mu_{100\%} = \rho_{100\%} V_s^2 \quad (\text{II.C.29})$$

donde la densidad y el módulo son para una saturación de agua de 100 por ciento.

Una vez que el módulo volumétrico del fluido de relleno se conoce, es posible calcular el módulo volumétrico del esqueleto de:

$$k_d = b k_{ma} \quad (\text{II.C.30})$$

donde

$$b = (XY - 1) / (X + Y - 2), \quad (\text{II.C.31})$$

$$Y = 1 + \phi(k_{ma} / k_f - 1), \quad (\text{II.C.32})$$

y

$$X = k_{100\%} / k_{ma} . \quad (\text{II.C.33})$$

Una vez que el módulo volumétrico del esqueleto se conoce, es posible calcular el módulo del fluido de relleno para cualquier combinación de fluidos. El módulo volumétrico de una mezcla de fluidos puede variar con la saturación (o fracciones de líquidos) de acuerdo a la ecuación de Wood. Por ejemplo en un sistema de gas-agua

$$k_f = (k_{agua} k_{gas}) / (k_{gas} S_{agua} + k_{agua} S_{gas}) \quad (\text{II.C.34})$$

donde

- $k_{agua}$  = módulo volumétrico del agua,
- $k_{gas}$  = módulo volumétrico del gas,
- $S_{agua}$  = saturación fraccional de agua, y
- $S_{gas}$  = saturación fraccional de gas =  $1 - S_{agua}$ .

Dado el módulo de relleno del fluido de la ecuación (II.C.25) y (II.C.26), todo lo que se requiere para calcular la velocidad del fluido de relleno es la densidad. Para un sistema de gas-agua, la densidad está dada por:

$$\rho_b = (1 - \phi)\rho_{ma} + S_{agua} \phi \rho_{agua} + S_{gas} \phi \rho_{gas} \quad (\text{II.C.35})$$

Donde  $\rho_{ma}$ ,  $\rho_{agua}$  y  $\rho_{gas}$  son el grano (matriz), agua y densidad del gas. Las velocidades de las ondas P y S se pueden obtener de las ecuaciones (II.C.1) y (II.C.2).

La Figura II.C.15, muestra los ejemplos de las curvas de velocidad-saturación para una arenisca porosa consolidada. Para el caso de una mezcla de gas-agua, la introducción de una menor cantidad de gas causa una gran caída en la velocidad compresional. Éste es el conocido efecto del "punto brillante" el cual se debe a la gran caída en el módulo del fluido de poro cuando una pequeña cantidad de gas se suma. El incremento en la saturación de gas tiene además el efecto de incrementar la velocidad, porque el módulo volumétrico del fluido permanece esencialmente sin cambio y la densidad decrece. Para el caso de aceites, el cambio en la velocidad

es menos dramática. Los aceites ligeros causan que la velocidad disminuya, con aceites muy pesados se puede dar como resultado un incremento de la velocidad.

Hay debates en la literatura concernientes a la aplicabilidad de la ecuación de Gassmann en areniscas parcialmente saturadas. En particular, las mediciones de laboratorio de Gregory (1976) y Domenico (1976), no concuerdan con la ecuación de Gassmann. Sin embargo, Murphy (1982) mostró que para saturaciones de agua, las bajas frecuencias en las medidas de laboratorio, están de acuerdo con la ecuación de Gassmann sobre un porcentaje bajo. Por otra parte, las mediciones hechas en frecuencias sónicas y ultrasónicas se desvían significativamente de la ecuación de Gassmann, exhibiendo un suave decaimiento en la velocidad compresional cuando el gas es agregado en una roca saturada rellena de agua. En distribuciones no homogéneas de burbujas de gas dentro del espacio poroso puede también causar desviaciones de las ecuaciones de Gassmann.

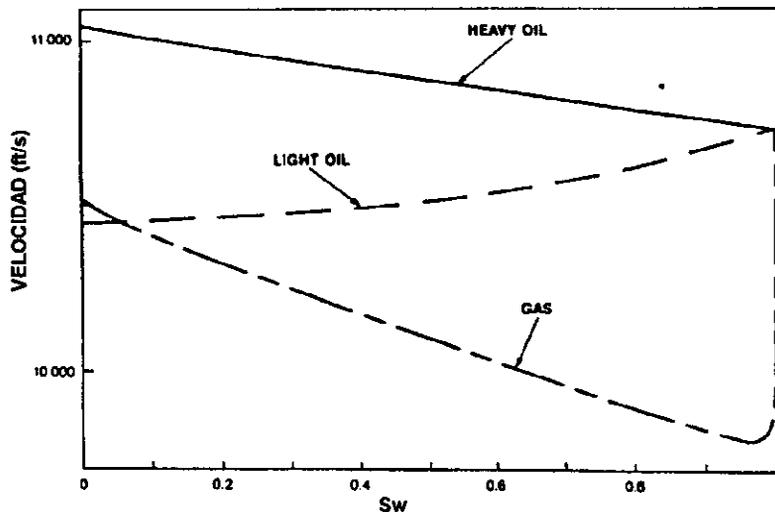


Fig. II.C.15. Velocidad calculada contra saturación de agua para una arenisca típica bien consolidada.

Los registros sónicos convencionales, generalmente operan a frecuencias de alrededor de 10 Khz. Considerando los datos experimentales de Murphy, se debe esperar que las velocidades sónicas en arenas con gas sean más altas que las velocidades sísmicas. Además, los radios de investigación de la herramienta sónica no pueden extenderse más allá de la zona invadida alrededor del agujero, donde el gas está fluyendo atrás o disolviéndose por el fluido de perforación. Así la respuesta del registro sónico al gas puede depender en la cantidad de gas residual en la zona de baldeo. Este residual puede resultar también en una sobrestimación de la velocidad de la arena con gas.

Las tendencias de  $V_p$ - $V_s$  en las areniscas y las ecuaciones de Gassmann implican una relación distinta entre velocidad compresional de salmuera-arena y velocidad compresional de gas-arena.

#### II.C.4. EFECTOS DE PRESIÓN Y TEMPERATURA.

A una presión y temperatura dada, la velocidad de una roca sedimentaria depende de la porosidad, litología, contenido de fluido en los poros, textura y litificación. A fin de relacionar las velocidades a estas propiedades de las rocas, se deben comprender los efectos ambientales de presión y temperatura.

Mediciones de laboratorio han mostrado que  $V_p$  y  $V_s$ , para un espécimen de roca dado pueden variar ampliamente dependiendo de la presión de confinamiento ( $P_c$ ) y de la presión de poro ( $P_p$ ). Numerosas medidas muestran que muchas rocas obedecen la ley de "esfuerzo efectivo" con la presión "efectiva" ( $P_e$ ) dada por:

$$P_e = P_c - nP_p \text{ (con } n \text{ normalmente igual a 1).} \quad (\text{II.C.36})$$

Donde  $n$  es igual 1, la presión efectiva es igual a la "presión diferencial", la cual es la diferencia entre presión de confinamiento y de poro. Como se muestra en la Figura II.C.16, las velocidades de las ondas P y S son funciones de la presión efectiva. El comportamiento típico de muchas rocas porosas es por las velocidades que se incrementan rápidamente en bajas presiones y más ligeramente en altas presiones.

El incremento en la velocidad con la presión es atribuido normalmente a la cercanía del delgado rompimiento del poro y al contacto de granos dentro de la roca. En materiales sólidos y rocas sin rompimiento, las velocidades se mantienen siempre constantes con la presión. La Figura II.C.17 muestra las medidas de los cambios en el volumen de la roca con la presión la cual corresponde a los cambios en la velocidad mostrados en la Figura II.C.16. Puesto que los minerales constituyentes de las rocas son relativamente incompresibles, el cambio del volumen puede asumirse que sea debido primeramente a los cambios en los volúmenes de poro.

La dependencia de la velocidad con la presión efectiva complica el establecimiento de la relación velocidad-porosidad. Cualquier transformada de velocidad-porosidad que no incluya explícitamente a la presión como una variable deberá usarse cautelosamente, particularmente en presiones efectivas bajas.

El efecto directo de la temperatura en  $V_p$  y  $V_s$  es pequeño cuando se permanece dentro de los rangos encontrados comúnmente en la exploración de hidrocarburos. Timur (1977) demostró que para un incremento de temperatura de 100 grados Celsius, la velocidad salta en un porcentaje bajo. De acuerdo a Nur y Simmons (1969) tales cambios en la velocidad son debidos ampliamente a los efectos de temperatura en los fluidos de los poros dentro de las propiedades esqueléticas permaneciendo aproximadamente constantes. Los grandes cambios se pueden esperar cuando las altas temperaturas causan una fase de vapor (por lo tanto, torrente de vapor).

Cuando se va de los datos de laboratorio a las condiciones reales in-situ, la presión de confinamiento lleva la presión debida al peso de la sobrecarga, la que depende de la profundidad y el promedio de la densidad volumétrica de la roca y expresándose con frecuencia como el gradiente de presión (presión dividida por la profundidad). El gradiente de presión de sobrecarga (litoestática o geoestática) se asume normalmente alrededor de 0.0226 MPa/metro (1.0 psi/ft) para depósitos terciarios de costa fuera del Golfo de Texas-Luisiana. Este valor corresponde a un promedio de la densidad volumétrica de sobrecarga de 2.31 gm/cc.

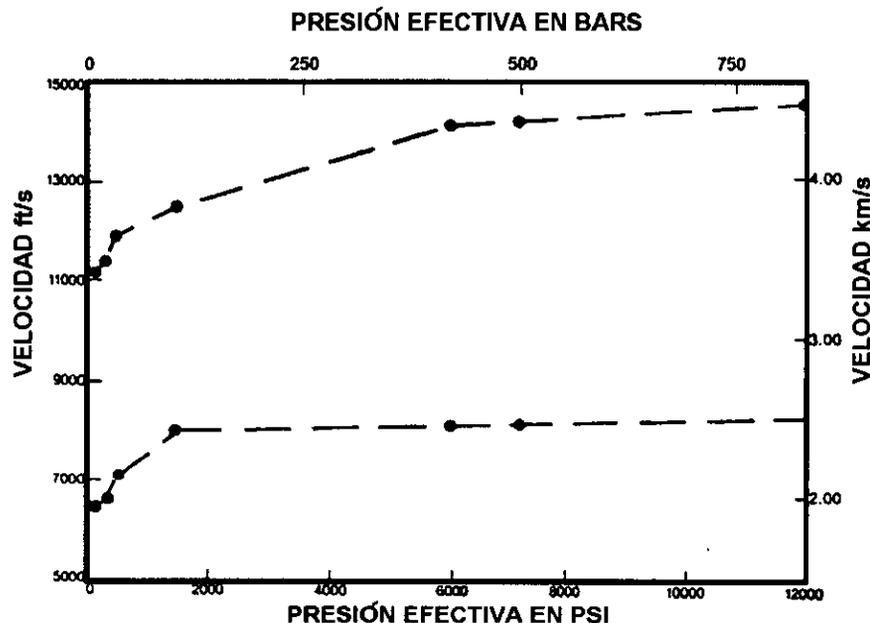


Fig.II.C.16. Variación de la velocidad de las ondas P y S con la presión, para una arenisca de glauconita saturada de agua con una porosidad de 19.2%, muestreada a una profundidad de 11 833.5 ft (3606.7 m).

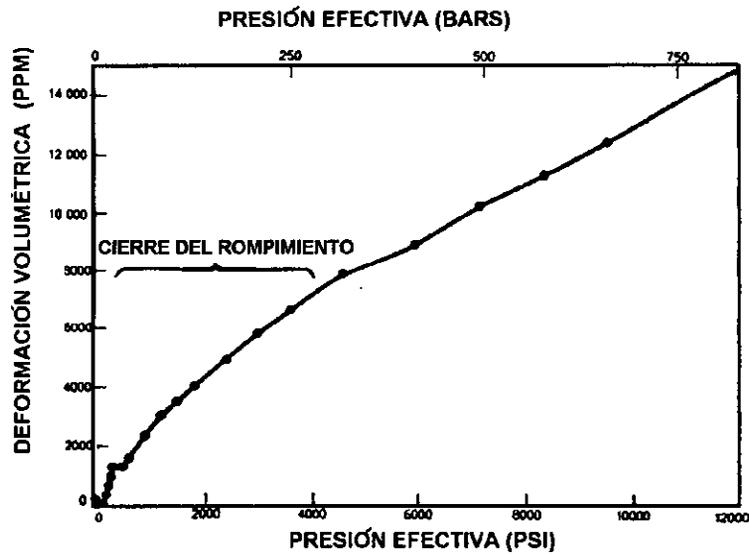


Fig.II.C.17. Variación de la deformación volumétrica con una presión para la muestra descrita en la Figura II.C. 16.

La presión hidrostática es la presión debida al peso de la columna de fluido sobreyacente. El gradiente de presión hidrostática es normalmente alrededor de 0.0105 MPa/metro (0.465 psi/ft) para formaciones típicas con agua pero puede variar dependiendo en la salinidad del fluido en el poro y la temperatura. En rocas normalmente presionadas, la presión de poro es igual a la presión hidrostática. Sin embargo, en formaciones geopresionadas, la presión de poro es anormalmente alta y la presión efectiva es anormalmente baja. En muchas cuencas sedimentarias el rango del gradiente geotermal va desde 8 a 40 grados Celsius por kilómetro (0.4 a 2.2°F/100 ft.) y típicamente alrededor de 20 grados Celsius por kilómetro (1.1°F/100 ft.). El gradiente tiende a ser relativamente bajo en áreas jóvenes con rápida depositación. Los efectos indirectos de presión y temperatura pueden ser substancialmente más grandes que los efectos directos. Cuando una roca está enterrada, el incremento de la presión y temperatura produce una reducción en el volumen de porosidad, cambios de fase, cementación y otras modificaciones diagenéticas. Teniendo en cuenta que la exposición de una roca a presiones y temperaturas elevadas en un laboratorio no produce los mismos resultados cuando la roca está expuesta a estas condiciones sobre el tiempo geológico.

## II.D. ANÁLISIS DE LAS VARIACIONES DE LAS AMPLITUDES CON LA DISTANCIA (AVO).

La determinación directa de la litología y el contenido de fluidos en los poros, desde los datos sísmicos ha sido uno de los objetivos de los geofísicos por mucho tiempo. Uno de los fenómenos específicos utilizados extensivamente, ha sido el de la ocurrencia de un "punto brillante" o anomalía de amplitud en una sección sísmica procesada con amplitud verdadera. Por algún tiempo el fenómeno del punto brillante se asoció con la ocurrencia de gas en una secuencia de lutita-arena. La introducción de gas en una unidad de arena porosa decrece en una unidad la velocidad y densidad relativas, a las unidades litológicas de su alrededor. Este decremento produce un contraste de alta impedancia en el límite de lutita/gas arena resultando esto, en una zona de alta reflectividad o punto brillante.

La detección de las arenas con gas es la más prometedora aplicación del análisis de AVO. Esto es debido a la relación característicamente baja de  $V_p/V_s$  de las arenas con gas, permitiendo su diferenciación de otras capas de baja impedancia tales como el carbón y las arenas porosas con salmuera. Rutherford y Williams (1989) definieron tres clases distintas de arenas con gas de anomalías de AVO (ver Figura II.D.1). La Clase 1 ocurre cuando el coeficiente de reflexión de incidencia normal de la onda P es fuertemente positiva y muestra un fuerte decremento de amplitud con el offset y un posible cambio de fase en offset's lejanos. La Clase 2, para coeficientes pequeños de reflexión de la onda P, muestra un porcentaje de cambio muy grande en AVO. Si el coeficiente de reflexión de incidencia normal es ligeramente positivo, puede ocurrir un cambio de fase en offset's cercanos a moderados. La anomalía de Clase 3 tiene un coeficiente de reflexión de incidencia normal negativamente grande, el cual se hace más negativo con el incremento del offset (éste es el clásico punto brillante). Una simple regla empírica que generalmente se aplica a reflexiones de lutitas sobre arenas con gas es: el coeficiente de reflexión se hace más negativo con el incremento del offset.

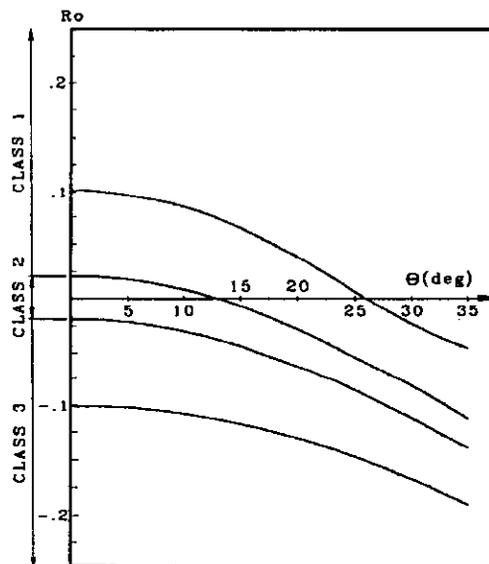


Fig. II.D.1. Coeficiente de reflexión de Zoeppritz de la onda P para una lutita sobre una interfase de arena-gas para un rango de  $R_p$  valores. La relación de Poisson y la densidad se asumieron de 0.38 y 2.4 gm/cc para la lutita y 0.15 y 2.0 gm/cc para la arena con gas (Rutherford y Williams, 1989).

Los hidrocarburos relacionados a anomalías de AVO se pueden mostrar con incrementos o decrementos en amplitud variando con el offset. A la inversa, las rocas de fondo saturadas de salmuera pueden mostrar incremento o decremento en AVO. La interpretación de la amplitud contra el offset se facilita por el gráfico del intercepto de AVO (A) y el gradiente (B). Bajo una variedad de circunstancias geológicas razonables, las As y Bs para las arenas saturadas de salmuera y las lutitas, siguen una tendencia bien definida de "fondo". Las anomalías de AVO son vistas propiamente como desviaciones desde este fondo y se pueden relacionar a hidrocarburos o factores litológicos.

Castagna y Swan (1997) consideran que la clasificación de las tres categorías desarrolladas por Rutherford y Williams están incompletas, ellos proponen una cuarta categoría (Clase IV). Esta es para arenas con gas de baja impedancia para las cuales el coeficiente de reflexión decrece con el incremento del offset; esto puede ocurrir por ejemplo, cuando la velocidad de la onda de corte en la arena con gas es más baja que en la lutita adyacente. Así, muchos de los clásicos puntos brillantes exhiben un decremento en AVO. Si se interpreta incorrectamente, el análisis de AVO con frecuencia produce "falsos negativos" para arenas de la Clase IV.

Claramente, la asociación convencional del término de anomalía de AVO con un incremento de amplitud con el offset es inapropiado por muchas razones y ha permitido el abuso del método de AVO en la práctica. Similarmente, la interpretación de apilados parciales no es tan simple como se observa para amplitudes relativamente fuertes en offsets lejanos. Castagna y Swan recomiendan que todos los análisis de AVO se hagan en el contexto de la observación de las desviaciones desde una respuesta esperada de fondo.

La propuesta de Castagna y Swan para la clasificación de la respuesta de AVO se basa en la posición de la reflexión de interés en el gráfico de A contra B. Primero, la tendencia de fondo deberá ser definida dentro de un tiempo dado y una ventana de espacio. Esto se puede hacer con un pozo de control, si los datos sísmicos están correctamente calibrados en amplitud, o con los mismos datos sísmicos. La cima de las reflexiones de la arena con gas deberán graficarse bajo la tendencia de fondo y las reflexiones de la base de la arena con gas deberán graficarse arriba de la tendencia.

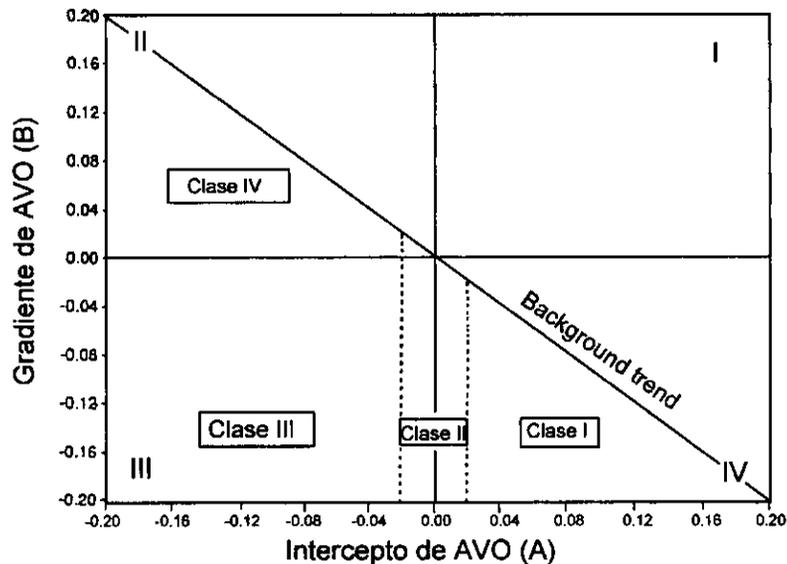


Fig.II.D.2. Castagna y Swan clasifican la respuesta de la arena con gas de acuerdo con la posición en el plano A-B de las cimas de las reflexiones de la arena con gas. Su clasificación es idéntica a la de Rutherford y Williams (1989) para arenas de Clase I (alta impedancia) y Clase II (pequeños contrastes de impedancia). Sin embargo, se difiere de la de Rutherford y Williams en que se subdivide las arenas de la Clase III (baja impedancia) dentro de dos clases (III y IV). La arenas de la Clase IV son altamente significativas porque exhiben un comportamiento de AVO contrario a los establecidos en forma práctica y ocurren en muchas cuencas del mundo incluyendo la del Golfo de México.

Tabla.II.D.1. Esta tabla resume el comportamiento de AVO de varias clases de arenas con gas. Notando que cuando se dice "amplitud contra offset" se refiere a la variación de la magnitud del coeficiente de reflexión. Así, un coeficiente de reflexión negativo que se hace más positivo con el incremento del offset tiene un decremento en la magnitud de la reflexión contra el offset. Notándose que las arenas de la Clase IV son anómalas cuando tienen un gradiente positivo de AVO y la amplitud decrece con el incremento del offset.

Clase	Impedancia Relativa	Cuadrante	A	B	Amplitud contra Offset
I	Más alta que la unidad sobreyacente	IV	+	-	Decrece
II	Alrededor de la misma como la unidad sobreyacente	II, III o IV	+ o -	-	Incremento o decremento; puede cambiar de signo
III	Más baja que la unidad sobreyacente	III	-	-	Incremento
IV	Más baja que la unidad sobreyacente	II	-	+	Decremento

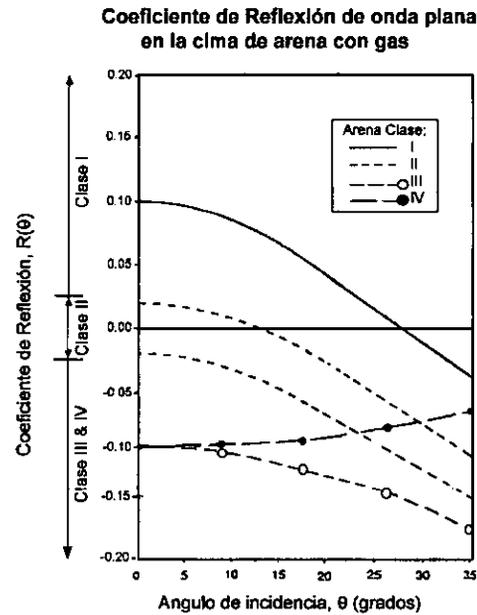


Fig.II.D.3. Castagna y Swan (1997) sobreponen un ejemplo de una arena con gas de la Clase IV en la figura tomada de Rutherford y Williams la cual muestra la clasificación de arena-gas basada en el coeficiente de reflexión de incidencia normal. El eje vertical es el coeficiente de reflexión y el eje horizontal es el ángulo de incidencia local. Notándose que las arenas con gas de la Clase III y IV pueden tener idénticos coeficientes de reflexión de incidencia normal, *pero la magnitud del coeficiente de reflexión de la arena de la Clase IV decrece con el incremento del ángulo de incidencia mientras que la magnitud del coeficiente de reflexión de la Clase III se incrementa.*

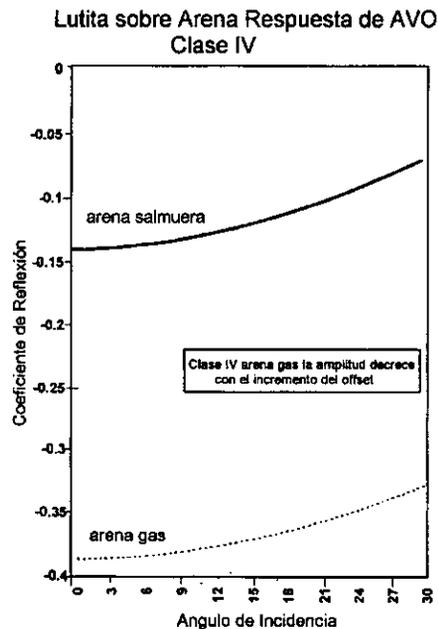


Fig.II.D.4. Ejemplos de reflexiones de lutita sobre arena-gas y lutita sobre salmuera-arena. Ambos decrecen en amplitud contra offset y tienen alrededor del mismo gradiente de AVO, aunque la arena con gas es un punto brillante (ésta es de Clase IV). Los parámetros del modelo son:

Litología	Vp (km/seg.)	Vs(km/seg.)	p(gm/cc)
Lutita	3.24	1.62	2.34
Salmuera-arena	2.59	1.06	2.21
Gas-arena	1.65	1.09	2.07

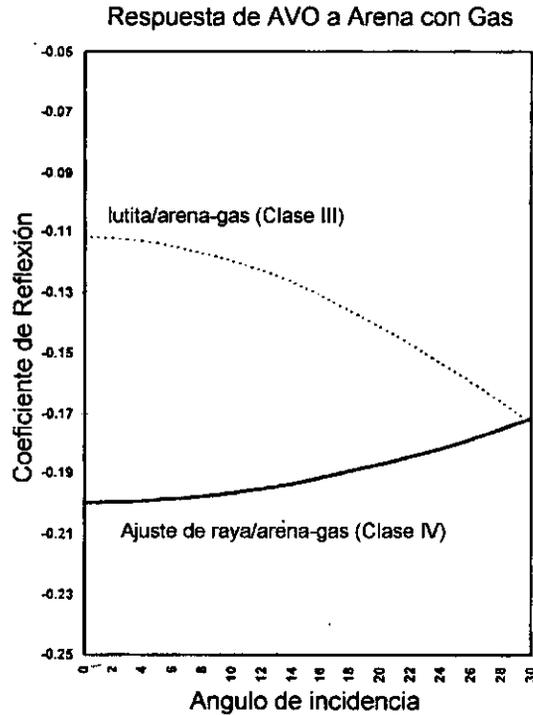


Fig.II.D.5. Esta figura muestra la diferencia en el comportamiento de AVO para una arena con gas cuando está sobrepuesta por una lutita o alternativamente, por una veta gruesa de alta velocidad. En ambos casos, la arena con gas es un punto brillante. Cuando está sobrepuesta por una lutita, la arena con gas es de la Clase III y la amplitud aumenta con el incremento del ángulo de incidencia. Sin embargo, cuando está sobrepuesta por una veta gruesa, la arena con gas es de la Clase IV y la amplitud decrece con el incremento del ángulo de incidencia. Los parámetros son:

Litología	Vp(km/seg.)	Vs(km/seg.)	p(gm/cc)
Lutita	2.90	1.33	2.29
Salmuera-arena	3.25	1.78	2.44
Gas-arena	2.54	1.62	2.09

Las razonables suposiciones petrofísicas para intervalos clásticos estratigráficos resultan en tendencias lineales de fondo para rangos limitados de profundidad en el gráfico del intercepto de AVO (A) contra el gradiente (B). En general, el fondo B/A se hace más positivo con el incremento de Vp/Vs. Si rangos demasiado grandes de profundidad se seleccionan para un gráfico de A contra B y el fondo de Vp/Vs varía significativamente, una gama de tendencias de fondo pueden ser superpuestas, resultando en relaciones de fondo menormente bien definidas. Para Vp/Vs muy altas como puede ocurrir en sedimentos someros muy blandos de salmuera-saturados, la tendencia de fondo B/A se hace más positiva; las reflexiones relacionadas a no hidrocarburos pueden exhibir incrementos de AVO y mostrar falsas anomalías positivas (especialmente para grandes coeficientes de reflexión). Apilados parciales, indicadores producto de A veces B y secciones impropriadamente calibradas por el factor fluido son todas susceptibles de tales positivos falsos.

Desviaciones desde la tendencia de fondo puedan ser indicativas de hidrocarburos. Esta es la base del "factor de fluido" de Smith y Gidlow (1987), la "Incidencia Normal contra la reflectividad de Poisson" de Verm y Hilterman (1995) e indicadores relacionados. La inspección del plano de A contra B revela que las arenas con gas pueden exhibir un comportamiento de AVO el cual difiere dramáticamente del convencional de forma práctica. *Seguramente, la idea que "la amplitud de gas-arena se incrementa con el offset" deberá finalmente olvidarse para siempre.*

Castagna y Swan (1997) sugieren que las arenas hidrocarburo-salmuera deberán clasificarse acorde a su localización en el plano A-B, en vez de sólo por su coeficiente de reflexión de incidencia normal. Las arenas de la Clase I son de más alta impedancia que la unidad sobreyacente. Esto ocurre en el cuadrante IV del plano A-B. El coeficiente de reflexión de incidencia normal es positivo cuando el gradiente de AVO es negativo. El resultado es porque el coeficiente de reflexión decrece con el incremento del offset. Las arenas de la Clase II tienen la misma impedancia que la unidad sobreyacente. Exhiben un comportamiento altamente variable y pueden ocurrir en los cuadrantes II, III o IV del plano A-B. El coeficiente de reflexión de incidencia normal

(A) puede ser positivo o negativo y B es negativo. El coeficiente de reflexión se incrementa negativamente contra el offset, pero la amplitud de reflexión puede incrementarse o decrecer dependiendo del signo del coeficiente de reflexión. Cuando el coeficiente de reflexión es positivo en offsets cercanos, la amplitud puede decrecer inicialmente, invertir la polaridad y entonces incrementarse con el offset (la Clase IIP de Ross y Kinman, donde "p" indica la inversión de fase). Las arenas de Clase II con frecuencia exhiben un enlace pobre entre el sismograma sintético convencional y los datos sísmicos apilados. Las arenas de Clase III de Castagna y Swan difieren de la arena de Clase III de Rutherford y Williams, en que las de Castagna y Swan incluyen solamente aquellas reflexiones que ocurren en el cuadrante III. Estas arenas son de más baja impedancia que la unidad superpuesta y son frecuentemente "brillantes", éstas tienen A y B negativos y el coeficiente de reflexión se incrementa negativamente con el offset. Éstas son las arenas con gas más perfectas para las cuales la amplitud se incrementa contra el offset. Las arenas de la Clase IV de Castagna y Swan son aquellas arenas de baja impedancia que ocurren en el cuadrante II. Estas arenas tienen A negativa pero una B positiva. El coeficiente de reflexión se hace más negativo con el incremento del offset y la amplitud decrece contra el offset, aún cuando estas arenas puedan ser puntos brillantes.

Teniendo en mente que los dos términos de la aproximación de Shuey, pueden no ser apropiados para el análisis de AVO de datos de grandes offsets, el análisis de tales datos deberán incluir (1) correcciones para los diversos efectos anisótropos y (2) utilización de las ecuaciones completas de Zoeppritz.

Las técnicas de los análisis de AVO que dependen en los productos indicadores de AVO (tales como A veces B) o la inspección de apilados parciales (para picos de amplitud en offset's cercanos asociados con fuertes amplitudes en offset's lejanos), son diseñados para arenas de la Clase III. Claramente estas aproximaciones pueden permitir fácilmente interpretaciones erróneas para otras clases de arenas con gas, alternativamente, el factor fluido y los indicadores relacionados con el trabajo teórico para cualquier clase de arena con gas. Desafortunadamente, algunos algoritmos para la extracción de las A's y B's no son robustos, particularmente en la presencia de pequeños errores de NMO, así los apilados parciales son con frecuencia el último recurso. Algunas veces, por razones logísticas o económicas, los intérpretes tienen acceso solamente a datos parcialmente apilados. En estas situaciones, los datos deberán interpretarse en el contexto del plano de A-B y las desviaciones desde algún comportamiento de "fondo" deberán ser menores para definir anomalías.

### II.D.1. ANÁLISIS DE SENSITIVIDAD.

Los resultados de los análisis petrofísicos se pueden resumir como sigue:

1. Con respecto a la velocidad de la onda P, las arenas pueden ser lentas, iguales o más rápidas que las lutitas a una profundidad equivalente. Esto define tres clases de arenas para el análisis de preapilamiento.
2. Puesto que la velocidad de la onda S es aproximadamente lineal relacionada a la velocidad de la onda P, puede tener una clase de relación similar con respecto a la lutita.
3. En general, las arenas pueden tener una densidad más baja que las lutitas a la misma profundidad.
4. La velocidad de la onda P en las arenas lleva una relación lineal con la porosidad y el contenido de arcilla.
5. Para la onda S, Castagna et al. (1985), Han et al. (1986) y otros demostraron una relación lineal de la velocidad con la porosidad y el contenido de arcilla.
6. La introducción de gas en las arenas puede bajar la velocidad de la onda P y la densidad, teniéndose la velocidad de la onda S relativamente intacta. Por otra parte, los cambios litológicos pueden alterar los tres parámetros en la misma dirección simultáneamente.

Los análisis de sensibilidad se hacen con respecto al último parámetro conocido, la velocidad de la onda S. Puesto que hay tres clases de arenas, éste deberá hacerse separadamente para cada clase de arena.

Las figuras II.D.6, II.D.7 y II.D.8 representan el análisis de sensibilidad para las tres clases de arenas. En la figura II.D.9, se presentan los casos de alta-velocidad/baja-velocidad de la lutita y el contacto gas/agua. En cada caso, se presentan ambos escenarios de salmuera y gas-arena. El cambio en la dirección de la función del coeficiente de reflexión se ilustra con respecto a los cambios en la velocidad de la onda S del medio reflejante (equivalente al contraste de la velocidad de la onda S a través de la interfase reflejante). Estos resultados se resumen como sigue:

1. Cuando las arenas con salmuera son ligeramente más rápidas que las lutitas a una profundidad equivalente, las arenas con gas se pueden reconocer claramente desde la arena correspondiente con salmuera.
2. En otros casos, las propiedades discriminantes -el coeficiente de reflexión a cero offset (ángulo de incidencia cero) y la razón de cambio del coeficiente de reflexión con el ángulo o el offset- son sutiles.

3. El caso más difícil ocurre cuando las arenas son más rápidas que las lutitas, de tal modo que un coeficiente de reflexión se produce en cero offset. Este es el caso del punto oscuro.
4. En todos los casos, la magnitud y la polaridad de los datos en cero offset son de extrema importancia.
5. El punto brillante debido a cambios litológicos como las lutitas de alta velocidad/baja velocidad (Figura II.D.9), puede ser fácilmente distinguido de los puntos brillantes debidos a arenas con gas (Figura II.D.8). El punto brillante debido a cambios litológicos puede tener un decremento rápido de la amplitud con el offset. Así, es más difícil distinguir arenas con gas de arenas con salmuera que, distinguir arenas con gas de cambios litológicos.
6. Para distinguir arenas con gas de arenas con salmuera, es necesario (a) conocer el régimen de velocidad de la arena/lutita y (b) usar coeficiente de reflexión de cero offset y la razón de cambio del coeficiente de reflexión con offset.

En el Golfo de México, la sección entera del Terciario está compuesta de sedimentos clásicos. Las arenas productoras se encuentran en todas las profundidades. Todas ellas pertenecientes a un gran rango de grupo de edades desde el Plioceno superior al Mioceno inferior. Las arenas y lutitas tienen un rango muy amplio de propiedades físicas y acústicas. Bajo estas condiciones variables, es necesario tener un entendimiento propio de (1) la relación velocidad-densidad entre las lutitas y arenas para varias profundidades; (2) la relación entre velocidad, porosidad y contenido de arcilla para las arenas; (3) el comportamiento de la velocidad de la onda S en arenas y lutitas.

Una vez que estas propiedades son entendidas, es posible realizar análisis sensitivos y obtener conocimientos de las propiedades discriminatorias en el dominio de pre-apilamiento de datos. La Figura II.D.10 es un ejemplo típico de la relación velocidad-densidad-profundidad para lutitas y arenas en el Golfo de México.

- Un rasgo clave en este gráfico, es el cruce de las funciones de velocidad de la arena/lutita. El cruce juega un papel importante en los dominios de apilamiento y pre-apilamiento. En general la experiencia muestra que:
- (1) Para arenas y lutitas normalmente presionadas, la densidad se incrementa con la profundidad.
  - (2) Las densidades de las arenas porosas son mucho más bajas que las densidades de las lutitas en la profundidad correspondiente.
  - (3) La diferencia de densidad entre las lutitas y las arenas gradualmente decrece con la profundidad.
  - (4) Las velocidades para lutitas y arenas están en función del incremento de la profundidad (excepto para zonas sobrepresionadas). Las arenas pueden ser más lentas, iguales o más rápidas que las lutitas en profundidades equivalentes. Esta relación de velocidades entre arenas y lutitas es significativa por las características discriminatorias en el dominio del pre-apilamiento.

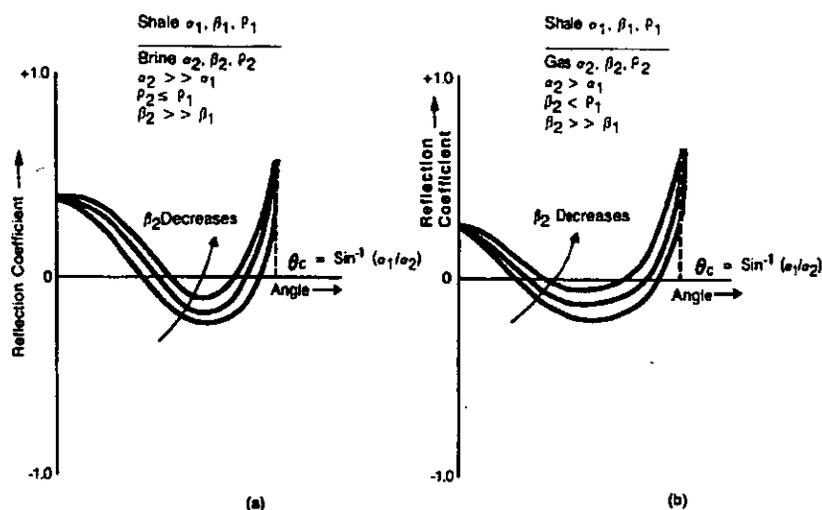


Fig.II.D.6. Diagrama esquemático del coeficiente de reflexión para arenas mucho más rápidas que las lutitas para (a) arena-salmuera y (b) arena-gas,  $\alpha$  es igual a la velocidad de la onda P,  $\beta$  es igual a la velocidad de la onda S,  $\rho$  igual a la densidad.

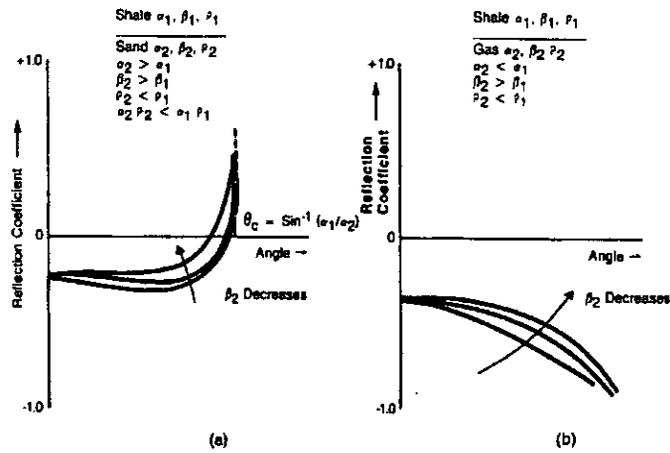


Fig.II.D.7. Diagrama esquemático del coeficiente de reflexión para arenas iguales o ligeramente más rápidas que las lutitas para (a) arena-salmuera y (b) arena-gas,  $\alpha$  igual a la velocidad de la onda P,  $\beta$  igual a la velocidad de la onda S y  $\rho$  igual a la densidad.

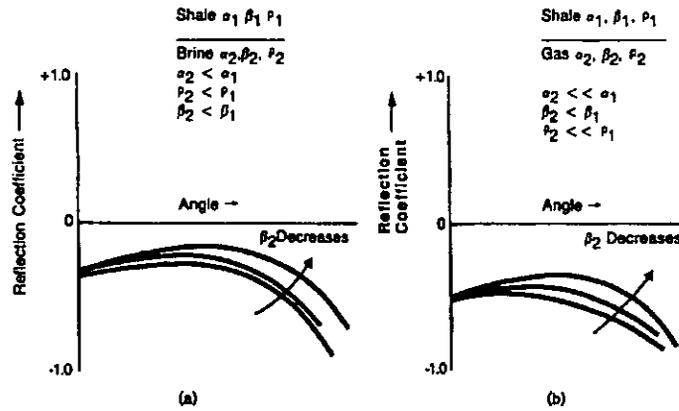


Fig. II.D.8. Diagrama esquemático del coeficiente de reflexión para arenas más lentas que las lutitas para (a) arena-salmuera y (b) arena/salmuera.  $\alpha$  es igual a la velocidad de la onda P,  $\beta$  es igual a la velocidad de la onda S,  $\rho$  igual a la densidad.

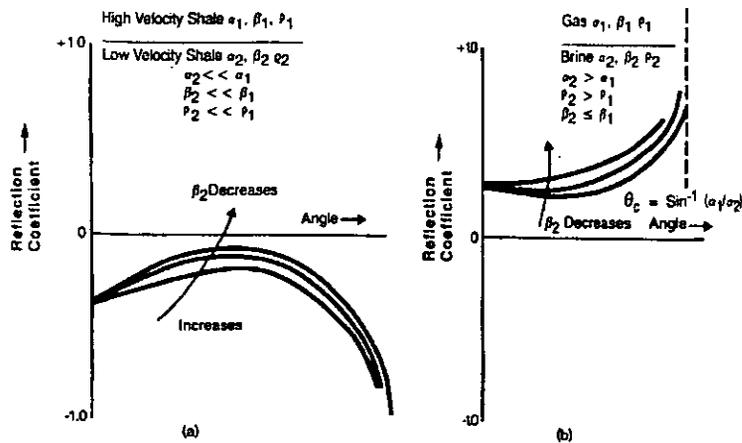


Fig.II.D.9. Diagrama esquemático del coeficiente de reflexión para (a) una lutita de alta velocidad/baja velocidad y (b) una interfase de salmuera.  $\alpha$  es igual a la velocidad de la onda P,  $\beta$  es igual a la velocidad de la onda S,  $\rho$  igual a la densidad.

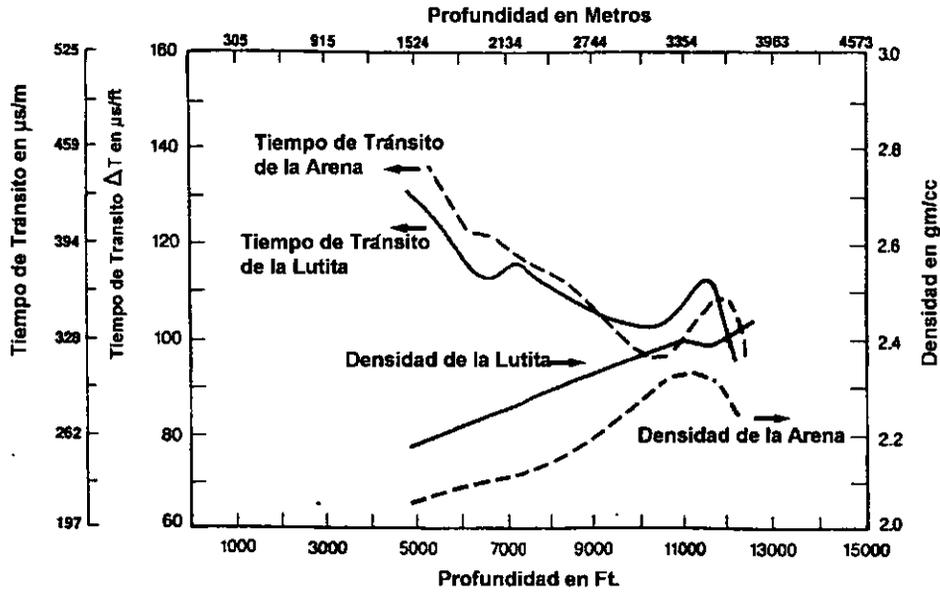


Fig. II.D.10. Relación de velocidad-densidad con la profundidad para una región (arenas/lutitas).

## II.D.2. ESTIMACIÓN DE ATRIBUTOS DE AVO.

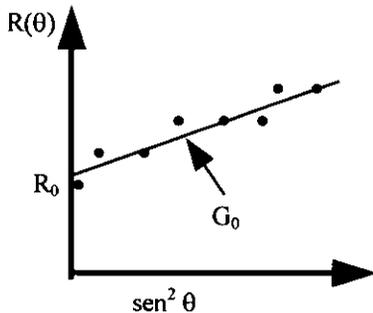
Los atributos de AVO se basan en la ecuación de Shuey:

$$R(\theta) = R_p + G_0 \text{sen}^2 \theta \quad (\text{II.D.1})$$

Donde  $R_p$  = Intercepto o reflectividad de la onda P verdadera.

$G_0$  = Gradiente.

Después de la corrección dinámica, se realiza el cálculo de los ángulos de incidencia usando el campo de velocidades estimado, las distancias ( $x$ ) y los tiempos de incidencia normal ( $t_0$ ). En general se asumen rayos rectos. Las amplitudes para una muestra en tiempo se capturan y se calcula el seno cuadrado de cada ángulo de incidencia en cada traza ( $\text{sen}^2 \theta$ ).



- $R(\theta) = R_0 + G_0 \text{sen}^2 \theta$
- $R$  = Amplitud variando con el ángulo de incidencia.
- $R_0$  = Amplitud a distancia cero.
- $G_0$  = Gradiente.
- $\theta$  = Ángulo de incidencia.

Fig. II.D.11. Estimación de los atributos de AVO.

Se realiza el ajuste de la curva ya sea lineal o parabólica según sea el requerimiento. El resultado serán los atributos  $R_0$  y  $G$  (amplitud de la onda P a distancia cero y el gradiente). Un tercer término puede ser estimado si el ajuste es parabólico.

Para el cálculo de cambios en la relación de Poisson aparentes se pueden determinar los atributos de AVO usando la ecuación de Shuey (Martínez 1996):

$$\Delta\sigma = (G - A_0 R_0) \cdot (1 - \sigma)^2 \quad (\text{II.D.2})$$

donde

- $\Delta\sigma$  = Cambio en la relación de Poisson
- G = Gradiente estimado
- $R_0$  = amplitud de la onda P a distancia cero
- $A_0$  = Parámetro derivado de registros de pozo
- $\sigma$  = Relación de Poisson de baja frecuencia.

La determinación de  $A_0$  se puede llevar a cabo con registros sísmicos y de densidad para un prospecto.

$$A_0 = B - \frac{2(1+B)(1-2\sigma)}{1-\sigma} \quad (\text{II.D.3})$$

donde

$$B = \frac{\frac{\Delta V_p}{V_p}}{\left(\frac{\Delta V_p}{V_p}\right) + \left(\frac{\Delta \rho}{\rho}\right)} \quad (\text{II.D.4})$$

tomando los valores de las variables de los registros de  $V_p$  y  $\rho$ , se calcula únicamente un registro de B.

Uno de los problemas de los gráficos cruzados previamente señalados, está en lo difícil que es conocer cuando los puntos están dentro de estos. El trabajo para una sola traza, es problemático para datos sísmicos en donde la ventana está definida en CDP y tiempo. Verm y Hilterman (1995) idearon como identificar puntos de anomalías en un gráfico cruzado y volvieron a dibujar estos puntos en la forma de una sección sísmica transversal. Usando una ligera modificación de la ecuación (II.D.1):

$$R(\theta) = R_p \cos^2 \theta + \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma)^2} \sin^2 \theta \quad (\text{II.D.5})$$

donde:

$R_p$  = Reflectividad de incidencia normal,

$$\frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma)^2} = \text{Reflectividad de Poisson.}$$

Verm y Hilterman mostraron que se puede cambiar una anomalía de Clase 2 a una anomalía de Clase 3. Notando que una anomalía de Clase 2 no puede verse gráficamente usando el producto de ( $R_p * G$ ). Sin embargo, si se hiciera una rotación en el gráfico cruzado, el resultado se convierte a una anomalía de Clase 3.

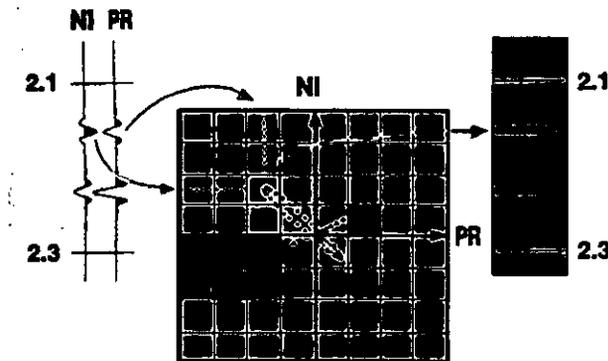


Fig.II.D.12. Código de colores en una matriz para transformar dos trazas atributos en el lado izquierdo en una sola traza atributo en el lado derecho.

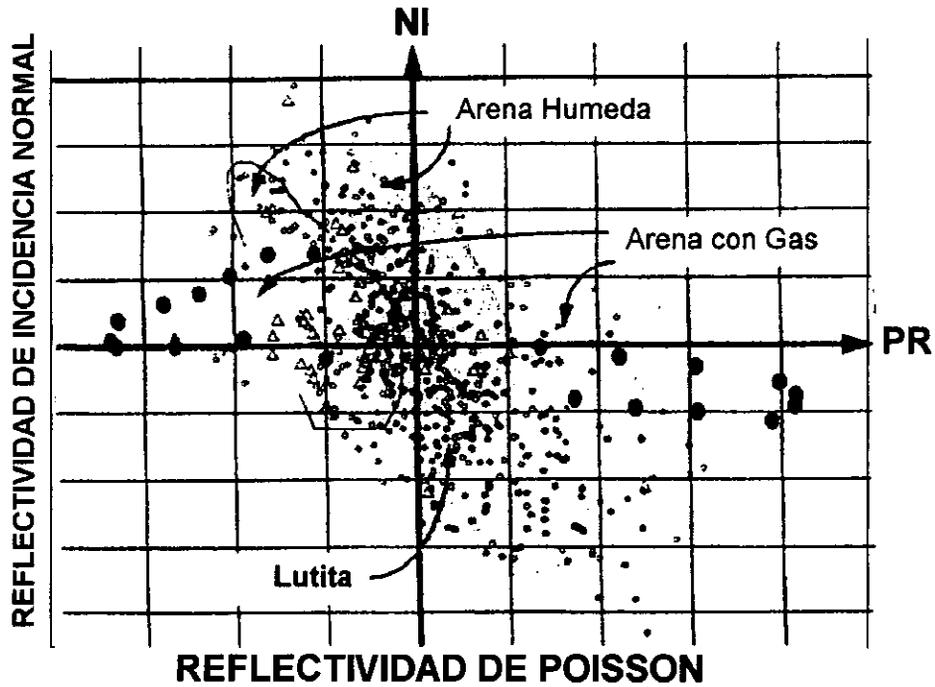


Fig.II.D.13. Gráfico de trazas de reflectividad NI-PR correspondientes al modelo de gas-saturado. Las trazas de reflectividad son de banda limitada con una ondícula de fase cero.

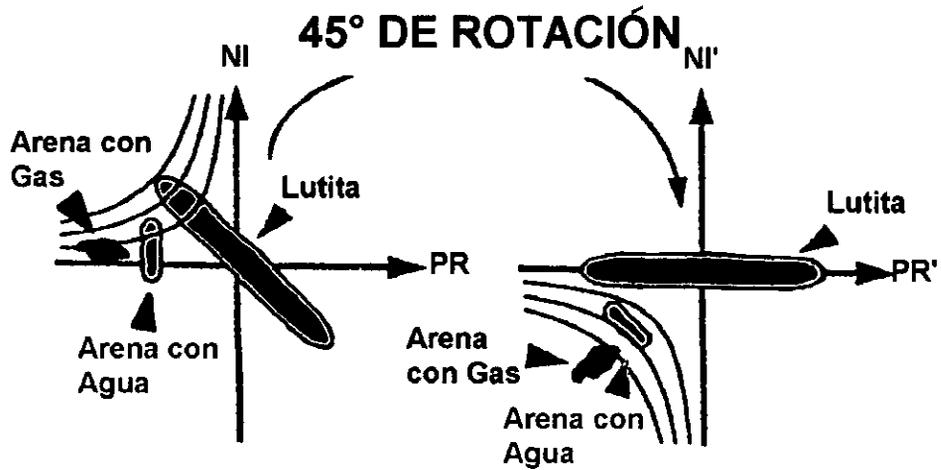


Fig.II.D.14. Sección de reflectividad de incidencia normal para un modelo de gas-saturación con litología estimada como color de fondo. La estimación de litología se generó por el gráfico de código de color NI-PR.

### II.D.3. MODELADO DE DATOS PREAPILADOS.

Dentro de los tipos de Modelado se tienen:

- 1). Acústico. Considera contrastes de velocidad P y densidad.
- 2). Viscoacústico. Considera contrastes de velocidad P, densidad y  $Q_p$ .
- 3). Elástico. Considera contrastes de velocidades P y S y densidad.
- 4). Viscoelástico. Considera contrastes de velocidades P y S, densidad,  $Q_p$  y  $Q_s$ .

**a). Modelado Acústico y Viscoacústico Preapilamiento.** Los registros sísmicos revelan que el subsuelo se caracteriza por variaciones rápidas en las velocidades de la onda P, en una pequeña escala donde el intervalo de muestreo es de 0.305 m, considerando que una longitud de onda sísmica puede tener decenas de metros. Al intentar aproximar un modelo del subsuelo a sismogramas sintéticos se deben considerar los efectos de capas finas estratigráficas. Comparando un sintético convencional de una dimensión (1-D), establecido en modelos de bloques con aquellos establecidos en los registros crudos, se confirma que un modelo de bloques de 500 capas contienen toda la información relevante de un registro crudo de 10 000 capas muestreado a un intervalo de 0.305 m. En el dominio de pre-apilamiento, el sismograma sintético se genera usando esta clase de modelo de capas finas con la información apropiada de la onda S. Los perfiles de la onda S son generados de la relación publicada de  $V_p/V_s$  (Castagna et al., 1993) o desde las mediciones de los registros con forma de onda completa.

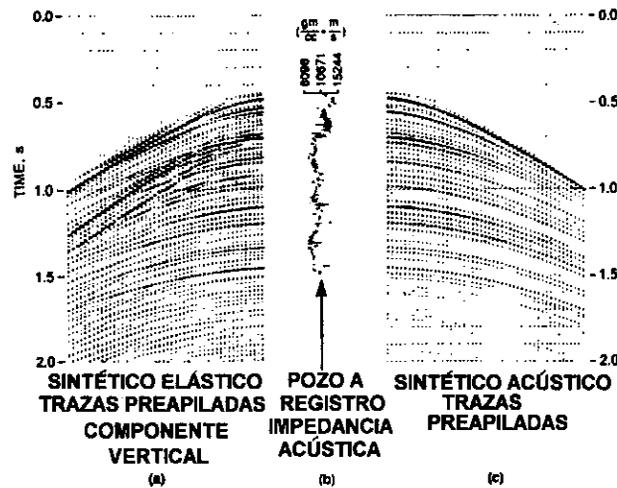


Fig.II.D.11. Sismograma sintético preapilado elástico y acústico usando los registros de pozo A como un modelo.

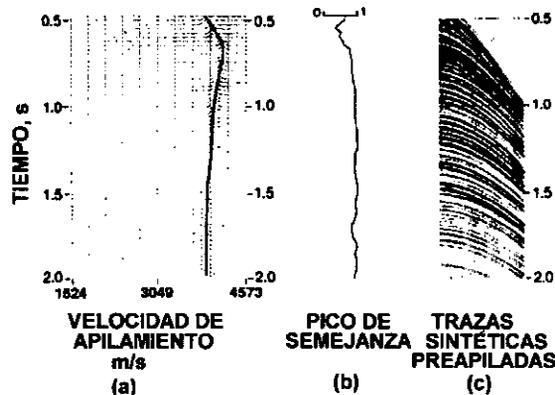


Fig.II.D.12. Análisis de velocidad del sintético preapilado acústico del pozo A.

Un sintético preapilado para un modelo acústico se muestra en la Figura II.D.11c. La impedancia de entrada (producto de la velocidad sónica y la densidad) del registro del pozo A usado para este sintético se

muestra en la Figura II.D.11b. La Figura II.D.11a es el sismograma elástico pre-apilado sintético por la componente vertical, generado usando la misma impedancia acústica y asumiendo la relación de  $V_p/V_s$  de dos. El sismograma elástico sintético difiere de los sintéticos acústicos por la adición de los eventos de onda convertidos y el offset dependiente de los efectos de amplitud para cada interfase. La conversión de ondas generadas en las interfaces someras, interfieren con los eventos de onda P primaria en los últimos tiempos, haciendo análisis de velocidades para sismogramas sintéticos acústicos y elásticos. Las semblanzas y picos de velocidad rms se muestran en la Figura II.D.12 y II.D.13 para las cuales los eventos de ondas P y ondas convertidas P a SV se identificaron en el espectro de velocidad.

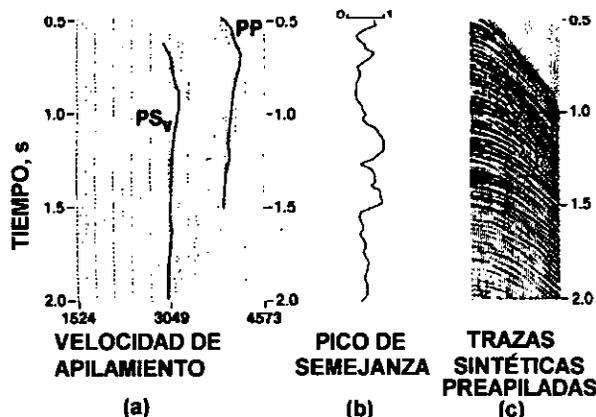


Fig.II.D.13. Análisis de velocidad del sintético preapilado elástico del pozo A.

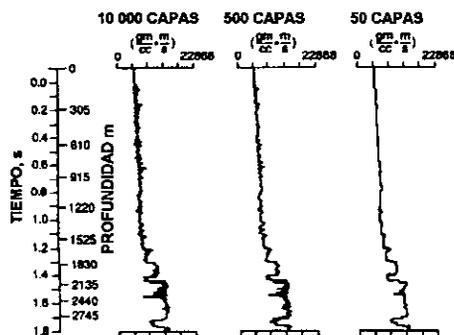


Fig.II.D.14. Registro de impedancia acústica del pozo M. 10 000 capas es el muestreo original del registro a un pie de intervalo. 500 capas y 50 capas son los dos registros de bloques derivados del registro original.

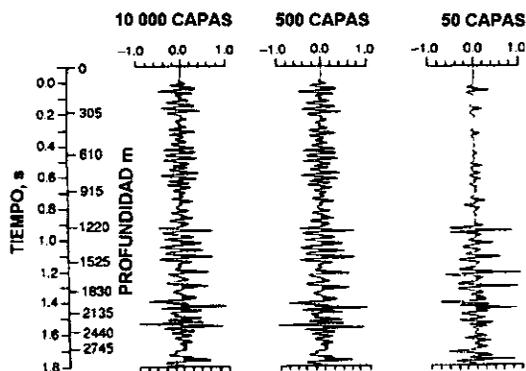


Fig.II.D.15. Tres sismogramas sintéticos de cero offset en 1-D generados desde los tres registros de impedancias mostrados en la Figura II.D.14.

El objetivo del estudio de modelado es el de sintetizar el sismograma pre-apilado usando modelos reales. Al evitar el alias espacial y temporal, se está en una situación de incapacidad para reducir el número de onda horizontal (relacionado al muestreo espacial en la dirección X), o el número de frecuencias. Si se selecciona un pozo y se generan tres modelos, el primer modelo está representado por los registros sísmico crudo y de densidad, con 0.305 m de muestreo, teniendo un total de 10 000 capas. Para el segundo modelo, los registros sísmico y de densidad en bloques, teniendo 500 capas con una razón de muestreo variable. El tercer modelo los registros sísmico y de densidad usando bloques de 50 capas. La Figura II.D.14 representa tres registros de impedancia para los tres modelos reales. La Figura II.D.15, muestra tres sismogramas sintéticos para los tres modelos reales. El sismograma sintético del modelo de 10 000 capas es casi idéntico al sintético del modelo de 500 capas. Es razonable decir que dentro del ancho de banda de frecuencia normal de reflexión sísmica, el segundo modelo contiene casi todos los detalles estratigráficos del modelo de 10 000 capas. El modelo de 50 capas no tiene bastantes puntos muestreados que representen los detalles del registro original y el resultado del sintético no es adecuado.

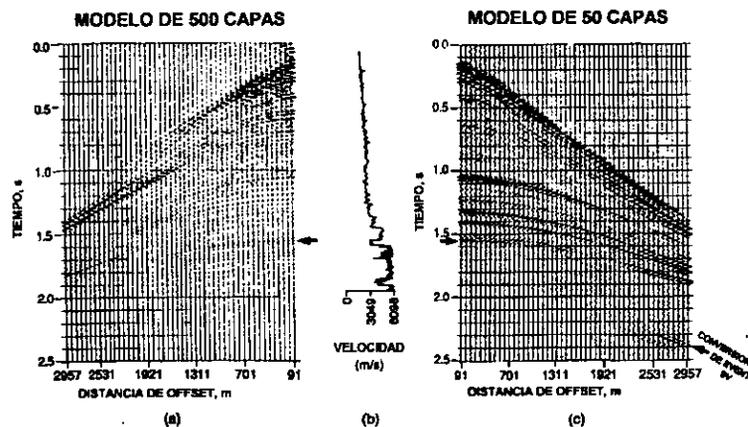


Fig.II.D.16. Comparación de gathers sísmicos preapilados.

La componente vertical del sismograma sintético pre-apilado del modelo de 500 capas se muestra en la Figura II.D.16a y el modelo de 50 capas en la Figura II.D.16b. Para ambos modelos, se asume una relación de dos en  $V_p/V_s$ . El patrón detallado de reflexión no se puede representar por el modelo de 50 capas en el modelado sísmico de pre-apilado. La respuesta de AVO para el evento en 1.5 s es diferente para los dos sintéticos. Los arribos convertidos a SV para el modelo de 50 capas, son mucho más fuertes que aquel modelo de 500 capas. Los límites de cambios graduales de impedancia en el modelo de 500 capas son reemplazados con cambios de límites de impedancia abruptamente, generando fuertes conversiones de ondas. Los eventos fuertes de conversiones de ondas en un registro sísmico pre-apilado real, son rara vez encontrados excepto en algunos casos. En columnas sedimentarias clásticas reales, los cambios abruptos de impedancia ocurren con menos frecuencia que deberán ser implicados por los modelos construidos por bastos registros en bloques.

Haciendo una comparación de la respuesta acústica contra elástica, dos casos son involucrados: los primarios solamente y los primarios más pérdidas por transmisión y múltiples compresionales intracapas en la interfase objetivo. En la Figura II.D.16 el sismograma acústico sintético preapilado para los primarios solamente se muestra en (a), los primarios más pérdidas por transmisión y múltiples compresionales intracapas se muestran en (b). Su comparación revela que las respuestas acústica y elástica son muy similares para pequeños ángulos de incidencia, pero difieren para offset's relativamente grandes (Figura II.D.17). En este caso, la teoría acústica subestima el efecto real de dependencia del offset y produce algún perjuicio en el gradiente estimado de AVO que puede ser importante (Martínez, 1992). Los resultados de esta comparación muestran que las correcciones para los efectos de propagación de onda deberán basarse en una aproximación elástica dado que el efecto Q es removido. Por otra parte, deberá usarse una aproximación viscoelástica. Las correcciones que se basan en aproximaciones acústicas, pueden en general no ser suficientes para offset's relativamente grandes.

Los efectos de propagación de onda producen cambios monotónicos en el comportamiento de AVO. Estos efectos inducen un decrecimiento global de la variación de amplitud con el offset. La dependencia del offset de pérdidas de propagación es considerable y no debe descuidarse, o corregirse parcialmente cuando los datos sísmicos se usen para análisis de AVO. En la atenuación debida a pérdidas por transmisión, múltiples

intracapas y efectos de Q son los más importantes y complicados de los factores de propagación de onda que afectan el comportamiento de AVO. El efecto de Q invariablemente causa decremento en la amplitud con el offset debido a las grandes distancias de propagación en la ausencia de estructuras complejas. Estos efectos pueden ser reducidos en el procesamiento de datos. Los múltiples relacionados a la superficie y las ondas P-SV del modo de conversiones interfieren con los eventos primarios, induciendo grandes variaciones en el gradiente estimado de AVO. Esto sugiere que dichos modos de propagación deberán ser atenuados antes del análisis de AVO.

Los efectos de propagación de onda son de una naturaleza viscoelástica y no acústica. La aproximación acústica no es apropiada para estos efectos, especialmente en offset's relativamente grandes. Por lo tanto, las correcciones para ellos deberán basarse en aproximaciones elásticas, con tal que los efectos de Q sean removidos, de lo contrario estos deberán ser viscoelásticos.

Para el análisis viscoacústico es mejor trabajar en el dominio  $\tau$ -p por las ventajas que presenta para su análisis y la para la inversión sísmica. El dominio  $\tau$ -p es ideal para el estudio de las variaciones de amplitud como una función del parámetro del rayo, efectos de absorción y dispersión, periodicidad de reflexiones múltiples y eventos primarios, y así sucesivamente. En el dominio frecuencia-parámetro del rayo ( $\omega$ -p), el cual es un producto intermedio de los cálculos de reflectividad, espectros de amplitud y fase dan una invaluable información a cerca del comportamiento de los efectos de absorción y dispersión.

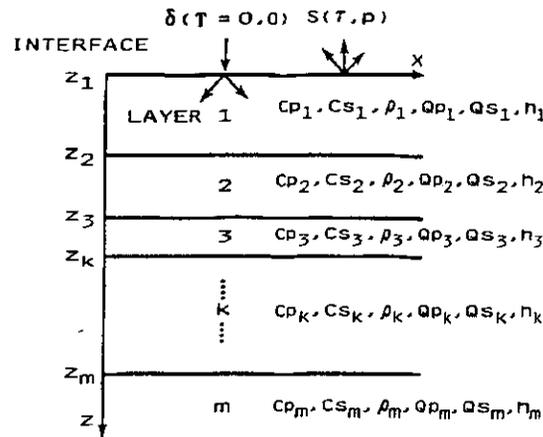


Fig.II.D.17. Parametrización del modelo de tierra para el cálculo del sismograma sintético  $\tau$ -p por el método de reflectividad. La capa k está en la cima de la profundidad Z, el espesor  $h_k$ , velocidad  $C_k$ , densidad  $\rho_k$  y el factor de calidad  $Q_k$ . La fuente es una función delta de onda plana a tiempo cero y profundidad cero. Los efectos de la superficie libre no son incluidos en los cálculos (la fuente y el receptor están en un espacio-medio homogéneo). El campo de onda sintético producido está en el espacio de tiempo intercepto-parámetro del rayo ( $\tau$ -p).

La fórmula de la lentitud del método de reflectividad se usa para calcular el sismograma sintético  $\tau$ -p con la inclusión de los efectos de absorción y dispersión. El modelo de tierra que se asume para este cálculo es un apilado de m capas horizontales isotrópicas y homogéneas situadas entre dos espacios-medios (Fig.II.D.17). Cada capa se caracteriza por una velocidad de fase (C), densidad ( $\rho$ ), espesor (h) y factor de calidad (Q). El cálculo del sismograma sintético se denota por  $S(\tau,p)$ .

Tres suposiciones principales se hacen en los cálculos del sismograma: (1) la fuente es una onda plana impulsiva; (2) el modelo está compuesto de un apilado de capas líquidas, de modo que solamente las ondas P son consideradas; y (3) los efectos de absorción y dispersión están explícitamente incluidos.

Los cálculos de los sismogramas sintéticos usan el algoritmo de Kind (1976) los cuales están modificados para incluir los efectos de absorción y dispersión. La contribución de la k interfase al sismograma sintético observado a una profundidad Z es calculado en el dominio de la frecuencia-parámetro del rayo como sigue:

$$S_k(\omega, Z, p) = e^{i\omega(T-pX)} \left[ D_k e^{-iKz_k(Z-Z_k)} + U_k e^{iKz_k(Z-Z_k)} \right], \quad (II.D.6)$$

donde

$\omega$ = frecuencia angular,  
 $p$ = parámetro del rayo horizontal (lentitud),

$Z_k$  = profundidad de la interfase  $k$ ,  
 $T$  = tiempo de viaje doble,  
 $X$  = distancia de offset,  
 $D_k$  = amplitud de la onda descendente en la interfase  $k$ ,  
 $U_k$  = amplitud de la onda ascendente en la interfase  $k$ ,  
 $Kz_k$  = número de onda vertical, y  
 $i = \sqrt{-1}$ .

En la ecuación (II.D.6),  $T - pX = \tau$  (intercepto de tiempo), el sismograma sintético en el dominio  $\tau$ - $p$  se obtiene por la transformada de Fourier de la ecuación (II.D.6):

$$S_k(\tau, Z, p) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} S_k(\omega, Z, p) e^{i\omega\tau} d\omega \quad (\text{II.D.7})$$

ésta convierte la coordenada  $\omega$  de un sismograma para una sola profundidad  $Z$  y una sola lentitud  $p$  a  $\tau$ . La integral es evaluada una vez para cada par  $Z$ - $p$ . Típicamente, los cálculos son realizados únicamente para una  $Z$  (por ejemplo,  $Z=0$ ). La integración es implementada numéricamente usando una transformada rápida de Fourier; los límites de la integración nos llevan a -Nyquist a +Nyquist. La ecuación (II.D.7) es la solución infinita de  $Q$  sólo para ondas  $P$ .

La viscoacústica se obtiene incluyendo la solución causal de la absorción en la ecuación (II.D.6). El número de onda vertical  $Kz$  se hace complejo y dentro de la capa  $k$  se define como

$$Kz_k = \frac{\omega}{C_k(\omega_0)} - i\alpha_k, \quad (\text{II.D.8})$$

donde  $\omega$  es la frecuencia angular,  $C_k(\omega_0)$  es la velocidad fase de la  $k$  capa en la frecuencia de referencia  $\omega_0$  y  $\alpha_k$  es el coeficiente de absorción para la  $k$  capa:

$$\alpha_k = \frac{\omega}{2Cd_k Qd_k} \quad (\text{II.D.9})$$

$Cd_k$  y  $Qd_k$  son la velocidad de fase y el factor de calidad respectivamente, para la capa  $k$ ; en nuestros modelos,  $Cd_k$  y  $Qd_k$  varían ligeramente con la frecuencia acorde a las siguientes funciones (Stewart, 1982; Kennett, 1975):

$$Cd_k(\omega) = C_k(\omega_0) \left[ 1 - (\pi Q_k)^{-1} \ln \left( \frac{\gamma\omega}{\omega_0} \right) \right]^{-1} \quad (\text{II.D.10})$$

y

$$Qd_k(\omega) = Q_k(\omega_0) \left[ 1 - (\pi Q_k)^{-1} \ln \left( \frac{\gamma\omega}{\omega_0} \right) \right]^{-1} \quad (\text{II.D.11})$$

donde  $\omega_0 = 2\pi f_0$ ,  $f_0$  es una frecuencia de referencia arbitraria (típicamente del orden de 12 kHz);  $\gamma$  es la constante de Euler ( $\gamma=0.5772157\dots$ ), y  $Q_k$  es el factor de calidad en  $\omega_0$ . Las ecuaciones (II.D.10) y (II.D.11) representan la dispersión de la velocidad y efectos de absorción respectivamente. La dirección de la atenuación se asume que sea la misma como la de la trayectoria de propagación. Esto implica que solamente son considerados medios disipativos débiles.

Puesto que el número de onda vertical es complejo, las velocidades se hacen también complejas. La velocidad compleja  $Vd_k$  para la capa  $k$  está relacionada al factor de calidad por

$$Vd_k(\omega) = V_k(\omega) \left[ 1 + \frac{i \operatorname{sgn}(\omega)}{2Qd_k(\omega)} \right], \quad (\text{II.D.12})$$

donde  $\operatorname{sgn}(\omega) = -1$  para  $\omega < 0$ , y  $\operatorname{sgn}(\omega) = 1$  para  $\omega > 0$ .  $V_k(\omega)$  se define como en Ganley (1981):

$$V_k(\omega) = \frac{Cd_k(\omega)}{2} \left\{ 1 + \left[ 1 + \frac{1}{Q_k^2(\omega_0)} \right]^{-1/2} \right\}. \quad (\text{II.D.13})$$

Así, el número de onda vertical complejo para la capa  $k$  se puede escribir como

$$Kz_k(\omega) = \frac{\omega}{Vd_k(\omega)} = \frac{\omega}{Cd_k(\omega)} \left[ 1 - \frac{i \operatorname{sgn}(\omega)}{2Qd_k(\omega)} \right] \quad (\text{II.D.14})$$

Para un infinito  $Q_k(\omega_0)$ , la ecuación (II.D.14) se reduce a

$$Kz_k = \frac{\omega}{C_k(\omega_0)} \quad (\text{II.D.15})$$

En el modelado Q es responsable de los cambios de amplitud y fase con el ángulo de incidencia y del decaimiento de la amplitud como una función del tiempo y la frecuencia; la dispersión causal es producida por los tiempos de retraso. En general, los efectos de atenuación (en amplitud y fase) son más evidentes cuando los contrastes de impedancia acústica son pequeños porque la contribución de Q a la reflectividad es pequeña. Sin embargo, el efecto de atenuación es acumulativo; las amplitudes de las reflexiones profundas tienden a ser más afectadas por la respuesta de Q.

Para incidencia normal ( $p=0$ ), un contraste de Q produce una reflectividad finita igual que en la ausencia de un contraste de impedancia. Para  $p \neq 0$ , las interacciones de velocidad y densidad con cada uno de los otros y con Q contribuyen a la reflectividad observada. Como un resultado de la complicada naturaleza de los efectos de absorción y dispersión, los métodos de deconvolución de Q no pueden ser suficientes para remover sus efectos, puesto que la absorción y la dispersión están fuertemente relacionados a la litología y contenido de fluidos. Q es otro parámetro potencial para usarse como una herramienta de diagnóstico para la detección de hidrocarburos.

**b) Modelado elástico y viscoelástico.**- Las aproximaciones viscoelásticas representan la respuesta sísmica de la tierra más claramente que cada uno de los modelos acústico o elástico por la inclusión de los efectos de atenuación, los cuales están íntimamente relacionados a la litología y a los fluidos en los poros. El modelado viscoelástico puede dar una comprensión de como los parámetros viscoelásticos interactúan, vía simulaciones de la respuesta sísmica a una variedad de condiciones petrofísicas en el modelo terrestre.

El modelado viscoelástico no puede ser suficiente para modelar aproximadamente la complejidad de variaciones de amplitud como una función del parámetro del rayo. Las complicadas variaciones de amplitud están asociadas con la interacción de los parámetros viscoelásticos.

El modelado viscoelástico se implementa en el dominio  $\tau$ -p siguiendo los trabajos de Kind (1976) y Silva (1976). Diversas suposiciones se hacen para el modelado viscoelástico: (1) el modelo de capas de tierra está parametrizado por la velocidad de la onda P  $C_p$ , la velocidad de la onda S  $C_s$ , densidad  $\rho$ , factor de calidad  $Q_p$  para la onda P, factor de calidad  $Q_s$  para la onda S y espesor de capas  $h$  (Fig.II.D.18); (2) las capas son isotrópicas y homogéneas; (3) las capas yacen entre espacios medios superior e inferior; (4) los datos sísmicos  $\tau$ -p representan la respuesta de ondas planas de una tierra viscoelástica de 1D; (5) los efectos de transmisión y múltiples internos son considerados en los cálculos de los sismogramas; (6) la superficie no está libre de múltiples estando incluidos estos en los cálculos de los sismogramas sintéticos  $\tau$ -p; (7) las conversiones P-S se consideran para calcular la componente total de los desplazamientos potenciales; (8) la ondícula fuente está deconvuelta partiendo de una ondícula residual de banda limitada de cero-fase.

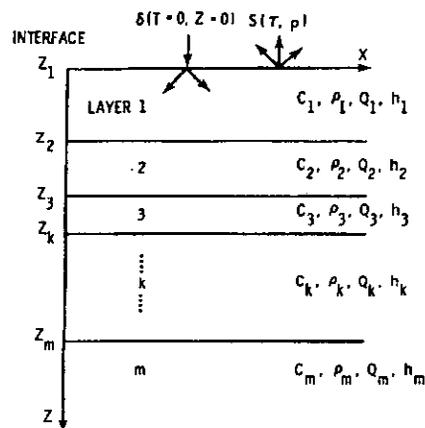


Fig. 18. Parametrización del modelo de tierra para el cálculo de sismogramas sintéticos por el método reflectivo.

La ecuación de la onda viscoelástica puede formularse en el dominio de la frecuencia como sigue (Silva 1976):

$$V_p^2 \nabla(\nabla \cdot \mathbf{u}) - V_s^2 \nabla \times (\nabla \times \mathbf{u}) = -\omega^2 \mathbf{u}. \quad (\text{II.D.16})$$

Donde  $V_p$  es la velocidad compleja de la onda P,  $V_s$  es la velocidad compleja de la onda S,  $\mathbf{u}$  es el desplazamiento total (vector) y  $\omega$  es la frecuencia angular. El dominio de la frecuencia tiene la ventaja que los efectos de absorción y dispersión pueden ser explícitamente incluidos (Silva 1976).

Usando el teorema de Helmholtz, se puede escribir el desplazamiento  $\mathbf{u}$  como una combinación de los potenciales dilatacional ( $\phi$ ) y rotacional ( $\Psi$ ) (Grant y West 1965), así

$$\mathbf{u} = \nabla \phi + \nabla \times \Psi, \quad (\text{II.D.17a})$$

y

$$\nabla \cdot \Psi = 0 \quad (\text{II.D.17b})$$

Para las ondas SV,  $\Psi$  se reduce al escalar  $\psi$ , la componente vertical de  $\Psi$  (Aki y Richards 1980). Substituyendo (II.D.17) en (II.D.16) da las expresiones para P y S de los potenciales escalares de  $\phi$  y  $\psi$ :

$$[\nabla^2 + K_p^2] \phi = 0 \quad (\text{II.D.18})$$

y

$$[\nabla^2 + K_s^2] \psi = 0 \quad (\text{II.D.19})$$

donde

$$K_p^2 = \omega^2 / V_p^2 \quad (\text{II.D.20})$$

y

$$K_s^2 = \omega^2 / V_s^2 \quad (\text{II.D.21})$$

Las velocidades  $V_p$  y  $V_s$  son funciones complejas de la frecuencia puesto que los efectos de absorción y dispersión están incluidos en la formulación.

Un modelo de dispersión de velocidad se involucra para incorporar el efecto de atenuación. El modelo de dispersión es una adaptación de Futterman (1962) y está formulado para ondas P y S como sigue:

$$C_p(\omega) = (C_p)_0(\omega_0) [1 - (\pi(Q_p)_0)^{-1} \ln(\gamma\omega/\omega_0)]^{-1}, \quad (\text{II.D.22})$$

$$C_s(\omega) = (C_s)_0(\omega_0) [1 - (\pi(Q_s)_0)^{-1} \ln(\gamma\omega/\omega_0)]^{-1}, \quad (\text{II.D.23})$$

Donde  $C_p(\omega)$  es la velocidad de fase compresional a frecuencia  $\omega$ ,  $C_s(\omega)$  es la velocidad de fase de corte a frecuencia  $\omega$ ,  $\omega_0$  es una frecuencia de referencia arbitraria (típicamente 12 kHz), y  $\gamma$  es la constante de Euler ( $=0.577\ 215\ 7\dots$ ).

En este modelo las velocidades  $C_p$  y  $C_s$  son ligeramente dependientes de la frecuencia. Similarmente,  $Q_p$  y  $Q_s$ , también permiten variar ligeramente con la frecuencia en la siguiente forma:

$$Q_p(\omega) = (Q_p)_0(\omega_0) [1 - (\pi(Q_p)_0)^{-1} \ln(\gamma\omega/\omega_0)], \quad (\text{II.D.24})$$

$$Q_s(\omega) = (Q_s)_0(\omega_0) [1 - (\pi(Q_s)_0)^{-1} \ln(\gamma\omega/\omega_0)], \quad (\text{II.D.25})$$

Donde  $Q_p(\omega)$  es el factor de calidad a frecuencia  $\omega$ , y  $Q_s(\omega)$  es el factor de calidad a frecuencia  $\omega$ .

En esta formación de modelado, se asume que la dirección de atenuación es la misma como aquella en la cual la onda está propagándose; los experimentos de modelado (Krebs 1983; Silva 1976) indica que ésta es una suposición razonable para el rango de ángulos incidentes ( $<30^\circ$ ) normalmente usados en exploración.

Puesto que los números de onda  $K_p$  y  $K_s$  son complejos, las velocidades  $V_p$  y  $V_s$  son también complejas,

$$V_p(\omega) = C_p(\omega)(1 + i \operatorname{sgn}(\omega)/2(Q_p)_0), \quad (\text{II.D.26})$$

y

$$V_s(\omega) = C_s(\omega)(1 + i \operatorname{sgn}(\omega)/2(Q_s)_0), \quad (\text{II.D.27})$$

donde  $\text{sgn}(\omega) = -1$  para  $\omega < 0$  y  $\text{sgn}(\omega) = 1$  para  $\omega > 0$ .

Las soluciones en 1D se pueden establecer para (II.D.18) y (II.D.19) en el dominio de  $\omega$ - $p$  y entonces transformarlas al dominio  $\tau$ - $p$ . Las soluciones  $\omega$ - $p$  son (Silva 1976):

$$\phi(\omega, p) = \{(D_p)_k \exp[-i(K_{pz})_k(Z-Z_k)] + (U_p)_k \exp[i(K_{pz})_k(Z-Z_k)]\} \exp[i\omega(T-pX)] \quad (\text{II.D.28})$$

y

$$\psi(\omega, p) = \{(D_s)_k \exp[-i(K_{sz})_k(Z-Z_k)] + (U_s)_k \exp[i(K_{sz})_k(Z-Z_k)]\} \exp[i\omega(T-pX)] \quad (\text{II.D.29})$$

Donde  $D_p$  es la amplitud de la onda P hacia abajo,  $U_p$  es la amplitud de la onda P hacia arriba,  $D_s$  es la amplitud de la onda S hacia abajo,  $K_{pz}$  es el número de onda P vertical,  $K_{sz}$  es el número de onda S vertical,  $Z$  es la profundidad de la interfase,  $T$  es el tiempo de viaje de ida y vuelta en la interfase  $k$ ,  $p$  es el parámetro del rayo horizontal (lentitud),  $X$  es la distancia fuente-receptor offset,  $(T-pX) = \tau$  es el tiempo del intercepto,  $\omega$  es la frecuencia angular y  $i = \sqrt{-1}$ .

Los desplazamientos potenciales de  $\phi$  y  $\psi$  pueden ser transformados dentro del dominio  $\tau$ - $p$  por el ingreso de la transformada de Fourier inversa de 1D sobre  $\omega$  como sigue:

$$\phi(\tau, p) = \frac{1}{2\pi} \int \phi(\omega, p) e^{i\omega\tau} d\omega \quad (\text{II.D.30})$$

y

$$\psi(\tau, p) = \frac{1}{2\pi} \int \psi(\omega, p) e^{i\omega\tau} d\omega \quad (\text{II.D.31})$$

Las ecuaciones (II.D.30) y (II.D.31) representan la respuesta de la onda plana viscoelástica del modelo de la tierra. Los desplazamientos correspondientes a estos potenciales están definidos por (II.D.17a). La respuesta de la reflectividad para las ondas P y S se obtuvieron directamente usando las relaciones estándar entre desplazamientos y las matrices de los coeficientes de reflexión y transmisión por la aproximación de Kind (1976).

Cuando los contrastes de impedancia acústica de la onda P son grandes, la respuesta está dominada por la reflectividad elástica. Sin embargo, cuando la impedancia acústica de la onda P es débil, la reflectividad Q produce visibles variaciones de amplitud y fase en ambas reflexiones P-P y P-S; el efecto específico depende en los parámetros viscoelásticos del medio. Igual en la presencia de fuerte reflectividad, las diferencias entre respuesta elástica y viscoelástica son muy significantes. La información de amplitud y fase asociada con la reflectividad Q se hace más aparente y más útil cuando las secuencias de reflectividad débil son analizadas.

Para el caso elástico, el efecto de los contrastes de la relación de Poisson se manifiestan como gradientes graduales de amplitud variando con la lentitud. Cuando las variaciones de la relación de Poisson se combinan con los efectos de  $Q_p$  y  $Q_s$ , cambia la respuesta elástica. La respuesta viscoelástica aparece más sensitiva a ligeras variaciones de la relación de Poisson y/o a los factores de calidad. Esto es debido a la complicada interacción de los parámetros viscoelásticos.

La complicada naturaleza de las anomalías de amplitud y fase, observadas cuando los parámetros viscoelásticos están interactuando, sugiere un esquema de inversión de forma de onda completa para interpretación. La interpretación resultante puede además ser relacionada a parámetros petrofísicos que describan el tipo de roca y distribución del fluido en los poros del subsuelo.

### III. ANÁLISIS DE AVO EN EL AREA REYNOSA DE LA CUENCA DE BURGOS.

Uno de los principales problemas de los campos productores de la Cuenca de Burgos (Fig.III.1), es la delimitación de las arenas productoras. En el Campo Reynosa, se tienen importantes producciones desde el Mioceno al Paleoceno (Fig.III.2), en arenas esparcidas de delgado espesor y poca extensión, pertenecientes a varios sistemas de depósito fluviodeltaico de grandes proporciones. De los pozos perforados se tiene una idea general del comportamiento de las áreas de interés, por lo que es importante poder ubicar arealmente las arenas productoras y cuantificar las zonas que sean costeables para su explotación.

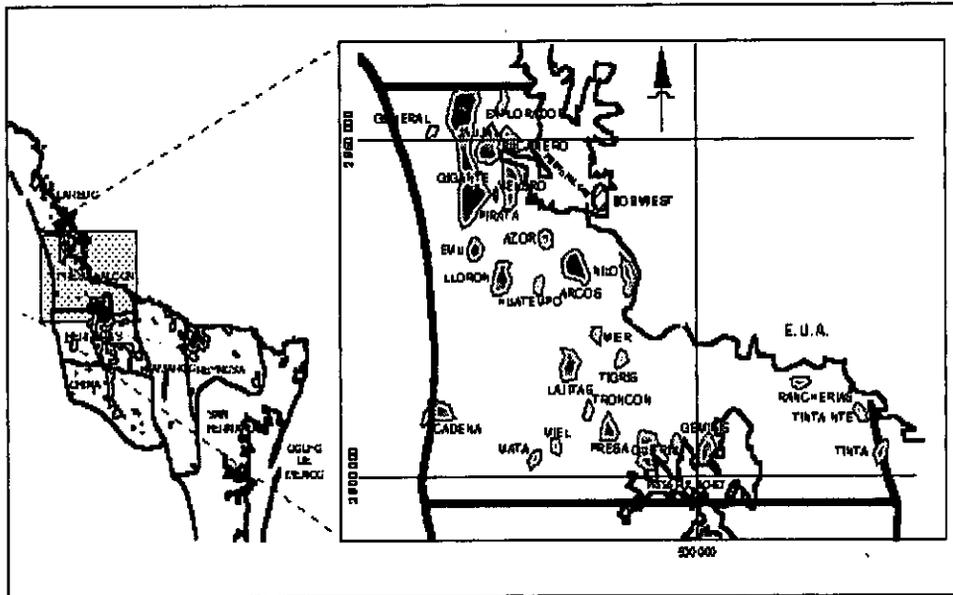


Fig.III.1. Localización del área de estudio.

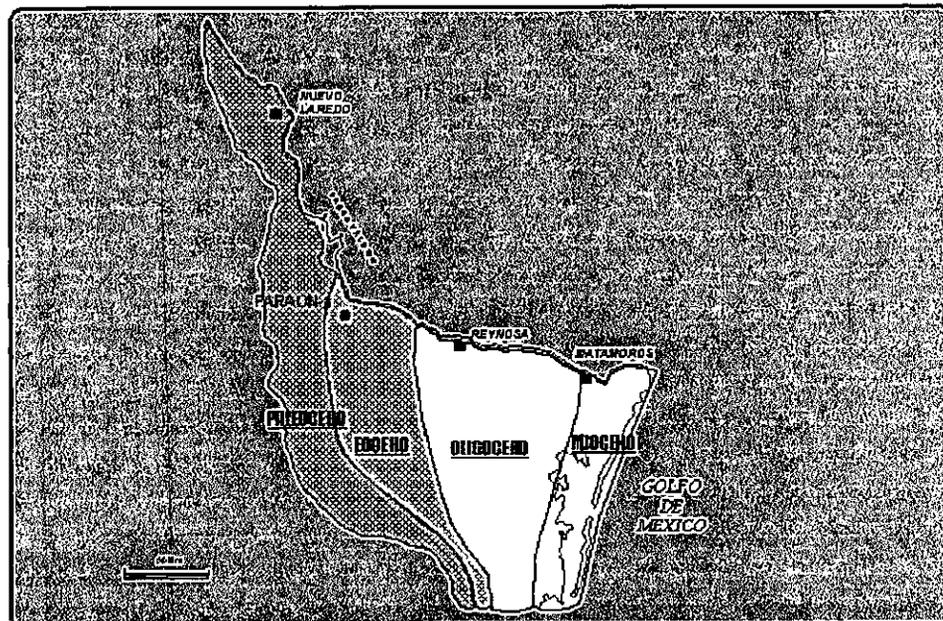


Fig.III.2. Plano de formaciones en la Cuenca de Burgos.

### III.A. MOTIVACIÓN DEL ESTUDIO.

Con la experiencia del Campo Mc Allen Ranch, donde se han investigado bloques similares a los que se tienen en la Cuenca de Burgos, existe la certeza de encontrar importantes volúmenes de gas, como los de la formación Yegua del Eoceno en los Estados Unidos, donde hay estructuras con estratigrafía compleja y áreas pequeñas, lográndose explotar yacimientos que normalmente fluyen sin estimulación. El desarrollo de nuevas tecnologías de software en sismología, ha hecho de la metodología del AVO una ayuda imprescindible en la delimitación de yacimientos, pues permite ubicar en forma espacial las zonas de interés, diferenciar el tipo de litología a través de la inversión, mostrar alguna de sus propiedades físicas como la porosidad y dar indicadores de la presencia directa de hidrocarburos, esto es, ayudar a resolver uno de los principales problemas que hoy enfrenta la exploración en la región norte del país, que es la cuantificación desde el punto de vista económico, que puede resultar un proyecto en una área estudiada o con nuevas perspectivas petroleras, para su explotación y desarrollo de campo.

Se considera al método de AVO como necesario para estos objetivos, ya que parte de un modo indirecto de prospección geofísica, como lo es la sismología, para llegar a la creación de modelos geológicos más aproximados que permitan inferir de manera directa el comportamiento litológico del subsuelo de acuerdo a sus propiedades físicas. Utilizando la información sísmica junto con la petrofísica es posible incrementar la resolución de la respuesta sísmica y separar de ella sus variables físicas como sus atributos, esto es, el AVO emplea las variaciones de amplitudes en función de la distancia en un registro de punto medio común, para inferir cambios en las propiedades elásticas a través de una interfase geológica y deducir de estos cambios variaciones litológicas y/o de fluidos en el subsuelo y algunas veces presencia directa de hidrocarburos.

#### III.A.1. OBJETIVOS.

Las localizaciones que se proponen dar dentro de la zona de estudio, son con la finalidad de incorporar reservas de gas en intervalos múltiples con areniscas similares a las productoras en el campo Géminis, del Eoceno Medio (Formación Queen City), e incorporar reservas de gas en areniscas similares a las productoras en el Pozo Escorpión-1, del Eoceno Inferior (Formación Wilcox). Estas localizaciones tienen un doble objetivo, el principal es el de confirmar la extensión de los cuerpos arenosos de Queen City -productores al sur de la zona de estudio en el Campo Géminis- y el segundo es el de probar la presencia de las areniscas del Eoceno Inferior Wilcox (Fig.III.A.1.1) -productoras en el Pozo Escorpión-1-. Se anexan a este trabajo las configuraciones de las cimas de las formaciones Queen City y Wilcox, sísmico-estructurales (en tiempo) y estructurales (profundidad).

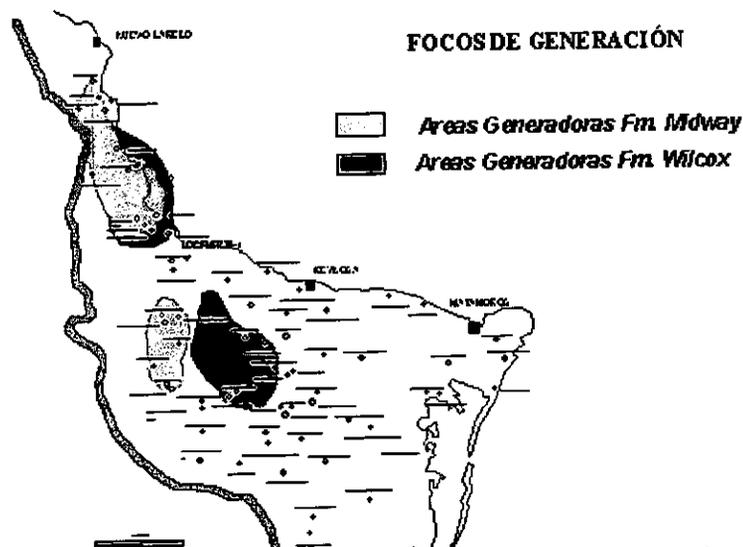


Fig.III.A.1.1. Plano de localización de áreas generadoras en las Formaciones Midway y Wilcox.

### III.B. GENERALIDADES DE LA ADQUISICIÓN DE DATOS.

Una vez terminada la interpretación sismo-estratigráfica del área en estudio y de acuerdo a la información disponible de los pozos ya perforados correlacionada con la información paleontológica, se determinó el tipo de ambiente de depósito. Se fijaron 3 líneas sísmicas de 2-D, de diferentes prospectos que delimitaban el área de interés para su estudio en AVO. Esta metodología del AVO requiere de consideraciones especiales en la adquisición y procesamiento de datos, siendo esta última la que nos ocupa y a la cual se le da relevancia por la importancia que tiene, ya que en ésta se resume gran parte de los fundamentos básicos de la sismología de exploración petrolera. En el procesado hay que resaltar la información, de tal modo que el ruido quede atenuado, teniendo presentes los factores naturales que afectan la señal sísmica, permitiendo hacer una integración con los registros de pozos, debe considerarse que las líneas en este estudio fueron observadas con diferentes parámetros óptimos de operación y con diferentes metodologías.

Las 3 líneas de estudio fueron las siguientes:

Línea	Área	Prospecto	P.T.-P.T.	Fuente
10436	Camargo	Camargo-Reynosa	366 - 1015	Dinamita
2024196	Rancherías	Áreas de Oportunidad	513 - 1125	Vibrosismo
2024157	Rancherías	Áreas de Oportunidad	501 - 1119	Vibrosismo.

Los parámetros óptimos de operación fueron los siguientes:

L-10436:

Equipo:	Sercel SN368
Distancia P.T.:	30 mts.
Núm. Canales:	96
Distancia/Detectores:	2.5 mts.
Intervalo/Grupos:	30 mts.
Detec./Traza:	12
Tipo de tendido:	Bilateral simétrico
Patrón de Tiro:	1485-75-0-75-14865 mts.
No. Pozos:	1
Carga media:	10 Lbs. (4.535 Kgs.)
Prof./Pozo:	18.29 mts.
Filtros de Grabación:	12-178 Hz.

L-2024196 y L-2024157:

Equipo:	Sercel SN368 No.200
Distancia P.V.:	50 mts.
Núm. Canales:	240
Distancia/Detectores:	2.1 mts.
Intervalo/Grupos:	25 mts.
Detec./Traza:	12
Tipo de tendido:	Bilateral simétrico
Patrón de Tiro:	3000-87.5-0-87.5-3000 mts.
No. de Vibros:	4
No. de Barridos	8
Long. Del Barrido:	12 seg.
Frec. Del Barrido:	10-80 Hz.
Tipo de Barrido:	Lineal ascendente.

### III.C. PROCESAMIENTO DE LA INFORMACIÓN SÍSMICA.

La secuencia de procesamiento se diseñó considerando la gran variedad de efectos que requieren correcciones y compensaciones, cuidando en cada momento la relación señal/ruido y su espectro de amplitud. Esto es, la supresión de ruidos, aislando la reflectividad de los eventos de interés y no perjudicando la variación de la reflectividad con el offset. Teniendo en mente estos aspectos, la secuencia de procesamiento consistió en:

Cambio de formato.  
 Geometría.  
 Estáticas de campo consistentes con la superficie (corrección de elevación a un nivel de referencia).  
 Corrección de fase (fase mínima en el caso de las líneas observadas por vibrosismo).  
 Edición de trazas ruidosas.  
 Corrección por divergencia esférica ( $1/\text{distancia}$ ).  
 Recuperación de amplitudes consistente con la superficie (en fuente y receptor).  
 Atenuación de ruidos coherentes (ground roll) y ruido incoherente.  
 Deconvolución consistente con la superficie (deconvolución del tipo impulsivo, aplicada a fuente y receptor).  
 Deconvolución por efecto de absorción (factor Q).  
 Recuperación de la amplitud dependiente del offset.  
 Estáticas de refracción.  
 Análisis de velocidades.  
 Recuperación de la amplitud dependiente del offset.  
 Corrección dinámica (NMO) y estáticas residuales consistentes con la superficie.  
 Análisis de velocidades.  
 Corrección dinámica (NMO) y estáticas residuales consistentes con la superficie.  
 Corrección por echado (DMO).  
 Análisis de velocidades y corrección dinámica con un nuevo campo de velocidades.  
 Extracción de atributos de AVO en gathers de  $0^\circ$  a  $30^\circ$  grados  
 Migración post-apilamiento por el algoritmo de Stolt en la sección apilada con el atributo Ro (reflectividad de incidencia normal).

Una vez que se instaló la geometría en cada uno de los encabezados de traza de los monitores, se generó la base de datos. La energía de la onda de aire generada tanto por los vibradores como por la dinamita se atenuó con el programa de "Airblast Attenuation", el cual atenúa la energía anormal sobre la base del alto nivel de la amplitud, la alta frecuencia y la baja velocidad de este ruido. El ruido aleatorio se atenuó con el programa de "F-X DECON" con un ancho de banda de frecuencia de 1-250 Hz, no sin antes aplicar una corrección dinámica a los monitores en el dominio de fuente-receptor, con la finalidad de afectar lo menos posible la amplitud relativa de la información.

Antes de iniciar con los programas de atenuación de ruido, en el caso de las dos líneas observadas con el sistema de vibrosismo, se corrigió el efecto de fase propio de la autocorrelación del barrido. Esto es, primero se extrajo la ondícula de Klauder del barrido grabada en el primer canal auxiliar de los monitores, convirtiéndola a fase mínima para luego extraer el filtro inverso y convolucionarla con cada uno de los registros de campo, dejando estos ya influenciados con el efecto de fase mínima. Se considera importante este paso, ya que los programas diseñados en el software de proceso sísmico asumen que la entrada de los datos es de fase mínima y con características de ondas planas.

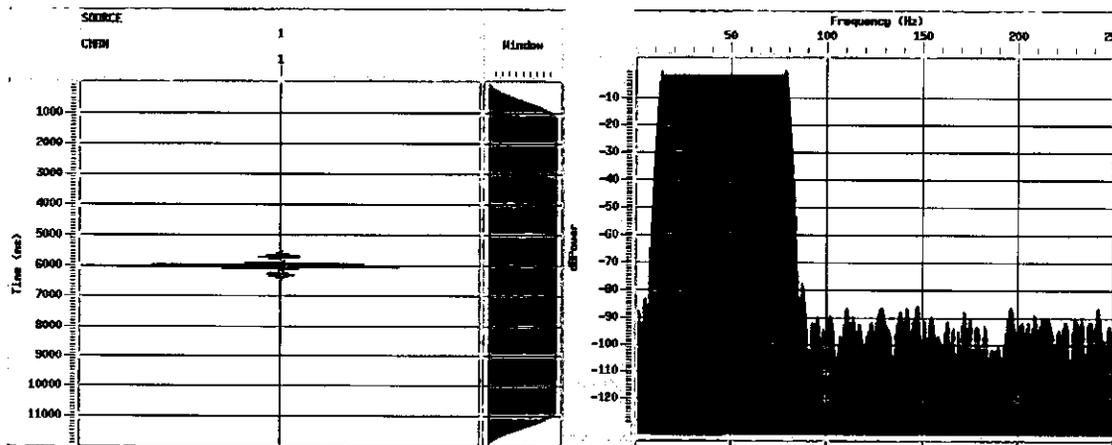


Fig.III.C.1. Ondícula de autocorrelación del Barrido.

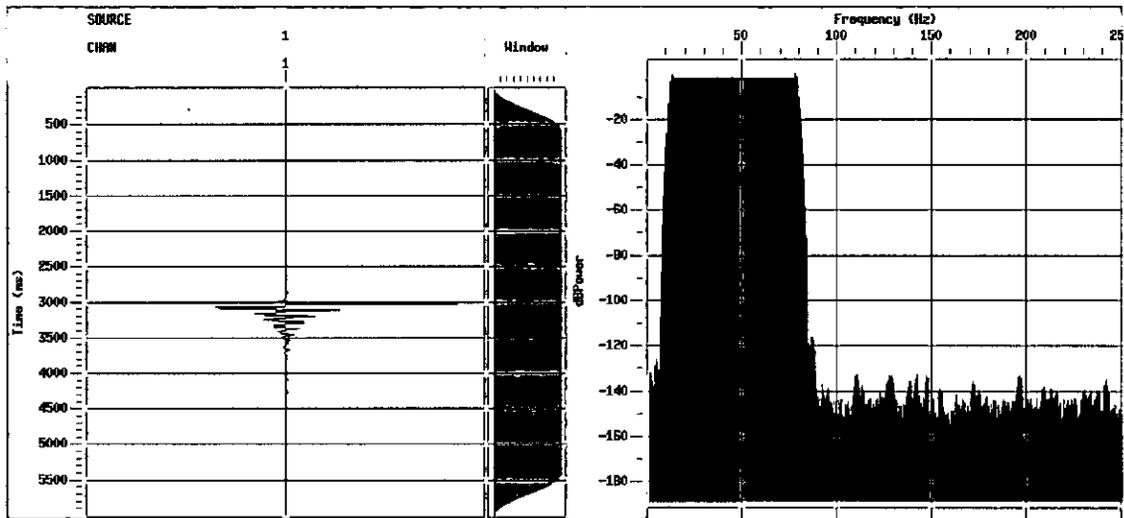


Fig.III.C.2. Ondícula de autocorrelación convertida en fase mínima.

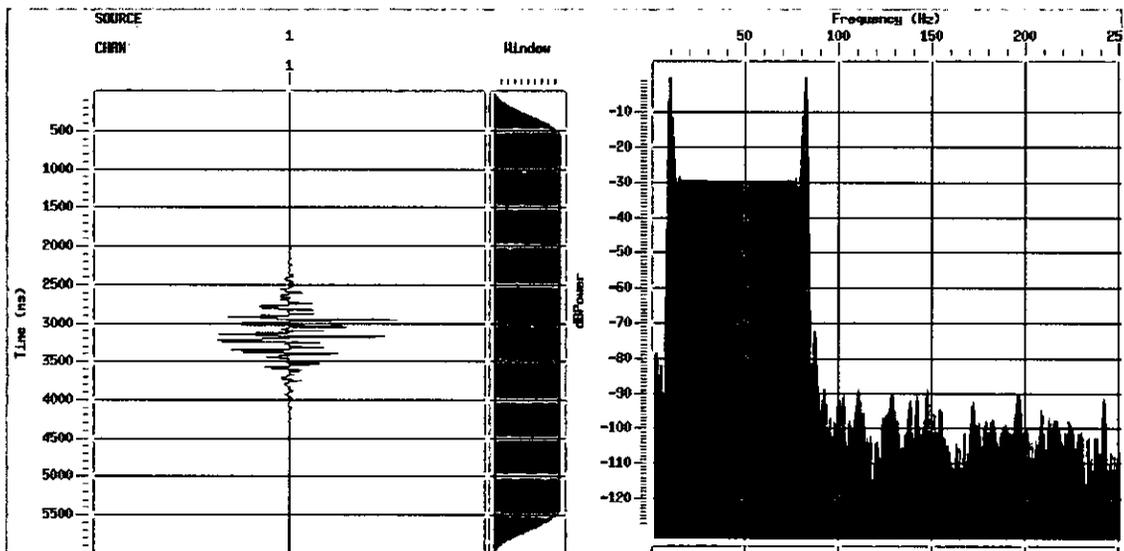


Fig.III.C.3. Ondícula de autocorrelación de fase mínima con filtro inverso.

La corrección por divergencia esférica cuya finalidad es la de modificar las características de la señal de onda esférica a onda plana, se realizó en un principio con la ecuación de  $1/\text{distancia}$ , con la intención de no resaltar las amplitudes de eventos múltiples, considerando para esto un primer análisis de velocidades cuya corrección dinámica sirviera de base para la aplicación del programa de recuperación de amplitud verdadera en cada uno de los registros.

La secuencia de proceso de consistencia con la superficie se basa en la preservación de la amplitud relativa, que trata de corregir las variaciones de la energía de las fuentes, respuesta y acoplamiento de los receptores, respuestas de los amplificadores, cambios en amplitud causada por el arreglo de adquisición de los sismodetectores, etc. Para este objetivo se estimaron las amplitudes de los receptores, fuentes, offsets y CDPs. Se usó en este proceso interactivo el algoritmo de Gauss-Seidel para calcular los escalares de las correcciones, haciéndose la descomposición de las amplitudes consistentes con la superficie para los cuatro dominios de fuentes, receptores, offsets y CDPs, pero aplicándose solamente los escalares a los receptores y fuentes que son los que tienen los efectos más significativos.

La deconvolución consistente con la superficie utiliza todas las trazas de una estación para descomponer la ondícula sísmica en sus componentes de fuentes, receptores, offsets y CDPs, por lo que para preservar la

amplitud relativa es importante aplicar la deconvolución como un proceso multicanal. El operador de la deconvolución se aplicó en los dominios de fuentes y receptores por la misma razón que en caso de la compensación consistente con la superficie. Los espectros de amplitud antes y después de aplicar la deconvolución indicaron que se logró balancear la amplitud de la señal sobre el rango de las frecuencias de barrido, en el caso de las líneas observadas con vibrosismo y en el caso de la línea observada con dinamita, el espectro de amplitud de logró recuperar hasta una frecuencia de corte alto de 100 Hz., en los horizontes más someros. Las longitudes de los operadores fueron muy cercanas, en dinamita 220 mseg y en vibradores 240 mseg.

La atenuación inelástica -como se mencionó anteriormente- de las ondas compresionales y de corte es fuertemente dependiente del estado físico y de las condiciones de saturación, consecuentemente, la atenuación varía mucho más que las velocidades sísmicas como resultado de los cambios en el estado físico de los materiales. Las propiedades inelásticas complementan la elasticidad cuando se infieren condiciones de saturación y fluidos en poros por las técnicas sísmicas, siendo el coeficiente de atenuación proporcional a la frecuencia, por lo que, el factor de calidad Q es independiente de la frecuencia. Los efectos de propagación de onda pueden afectar significativamente las mediciones de las variaciones de la amplitud con el offset, incluyendo también, los efectos por dispersión, transmisión, múltiples intracapas, reflexiones múltiples en la superficie y conversión de ondas del modo P-SV. Por lo tanto las correcciones calculadas en aproximaciones elásticas deberán considerar que los efectos de atenuación inelástica sean previamente removidos. La ecuación usada para esta corrección del modelo de  $Q_p$  se obtuvo desde las velocidades de la onda P por la división de las velocidades de intervalo en ft/seg por 100, tomadas de la información del registro sísmico del pozo cercano a la línea en estudio.

La recuperación de la amplitud dependiente del offset se efectuó principalmente para compensar los efectos de la propagación independientes de la frecuencia. Este programa se aplicó después de haber removido la divergencia esférica  $1/\text{distancia}$ , con la ecuación de  $1/vt^2$ , con un análisis de velocidades más estrecho a cada 80 CDP's (en vibrosismo de 1000 mts, y en caso de dinamita de 1200 mts), con grupos de 5 CDP's a offset común se formaron los super-gathers para el análisis de velocidades. Ya que los objetivos de este estudio fueron los de preservar la variación de la amplitud con el offset, las curvas de recuperación de amplitud se aplicaron en forma consistente con el offset, resultando en amplitudes bien balanceadas en tiempo, por haberse aplicado una sola ganancia por offset, con el objetivo de preservar la amplitud relativa entre offset y offset. El tiempo de aplicación de la recuperación de amplitud, se restringió a 3.5 segundos, donde la ventana de tiempo mostró suficiente resolución lateral en los eventos de interés para los offset's lejanos.

El cálculo de las estáticas de refracción se realizó por tres métodos, de acuerdo con el software de ProMax, el Método Recíproco Generalizado (GRM), Método de Diferencias de Tiempo (DLT) y el de Disminución Residual de Matrices (DRM), escribiéndose cada solución en la base de datos, para después aplicarse y probar visualmente la que mejor definición diera en los reflectores someros. En este caso la solución dada por el de GRM fue la más satisfactoria y se aplicó en las tres líneas del estudio, junto con la corrección por elevación.

Antes de iniciar con el cálculo y aplicación de las estáticas residuales, se modificó el dominio de los registros de fuente-receptor al de CDP-offset completo, con la intención de que en cada grupo de gathers tuvieran todas las trazas en cada uno de los offset's con el que fueron diseñados los parámetros del arreglo de detección y contribuir de cierta forma en un mejor balanceo de las amplitudes de cada traza. Se aplicaron dos pasos de estáticas residuales mediante la descomposición de las estáticas por fuentes y receptores. En cada una de las interacciones de estáticas se redujo el valor de correlación y del corrimiento de tiempo a un promedio de 5 mseg.

Con el propósito de enfocar todos los eventos que ocurran en un tiempo dado a punto de reflejo común sin importar su echado, así como el de incrementar la resolución lateral y atenuar el ruido coherente se agruparon las trazas dentro de bin's de trazas a cada offset para robustecer el muestreo en el DMO. Esto es, se hizo el diseño del muestreo en el dominio de CDP's para cada offset, en las líneas observadas por el sistema de vibrosismo, fue a cada 25 mts, y en la línea observada con dinamita fue a cada 30 mts. Aunque el resultado en el balanceo de las amplitudes fue satisfactorio a excepción de las trazas más cercanas, se aplicó un balanceo en todas las trazas que contribuyen en cada DMO binning en una ventana de tiempo total (0-5.0 segundos), con la intención de preservar un acondicionamiento de amplitudes durante la ejecución del DMO en el dominio de t-x.

El análisis de velocidades después del DMO, se hizo a cada 50 CDP's (625 mts en el caso de vibrosismo y 750 mts en el caso de dinamita), con la formación de super-gathers con 5 CDP's a offset común, considerando

que el DMO removió el efecto de buzamiento en las velocidades obteniéndose una mejor resolución lateral de la información.

Antes de iniciar con el análisis de AVO se aplicó la transformada Radón del tipo parabólico a los CDP gathers, con la finalidad de atenuar el ruido remanente y modelar los múltiples existentes en la sección. Por la facilidad en su manejo y lo robusto de su software, este programa se ejecutó dentro de la paquetería de Hampson-Russell, aplicándose con la modalidad de una curva por traza (offset), que fue la que mejor resultado dio.

El análisis de AVO gathers se realizó en un principio con la paquetería de ProMax, dentro de un rango específico de ángulos de incidencia, de  $0^\circ$  a  $30^\circ$ , a incrementos de  $1^\circ$  con una función de velocidades de intervalo deducida directamente del análisis de velocidades posterior al DMO, con la finalidad de analizar cada uno de los atributos de AVO en secciones migradas apiladas en AVO-stack, y preparar la información para su posterior estudio y correlación con la de los registros de pozos aledaños a la zona de interés. Las secciones mostradas están migradas con el atributo  $R_0$ , ya que éstas representan mejor la reflectividad de incidencia normal de la onda P que el apilado convencional que es un promedio de las reflectividades sobre un rango de ángulos de incidencia. Por lo tanto  $R_0$  tiene los valores de amplitudes más correctos y una banda de frecuencia más amplia, además de prestarse mejor para procesos de inversión post-apilamiento. Siendo este atributo una alternativa para el apilado convencional ya que ofrece una mejor resolución vertical.

El atributo de AVO  $R_0$  se migró con el algoritmo de Stolt de corrimiento de fase. Observándose una mejor definición en la sección de  $R_0$  que en la de apilado convencional, puesto que el proceso de AVO al estimar  $R_0$  impone más peso en las trazas cercanas, evitando el estiramiento inducido por la corrección dinámica (NMO).

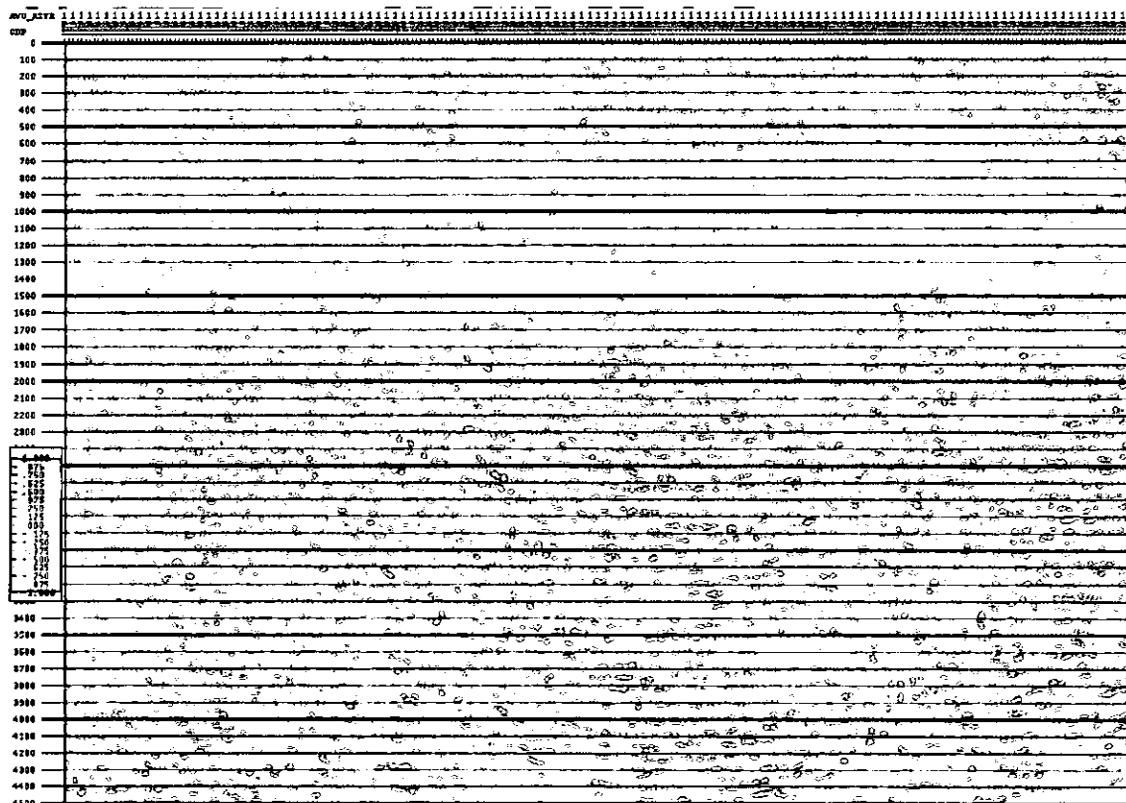


Fig.III.C.4. Sección migrada de  $R_0$  de la L-2024157.

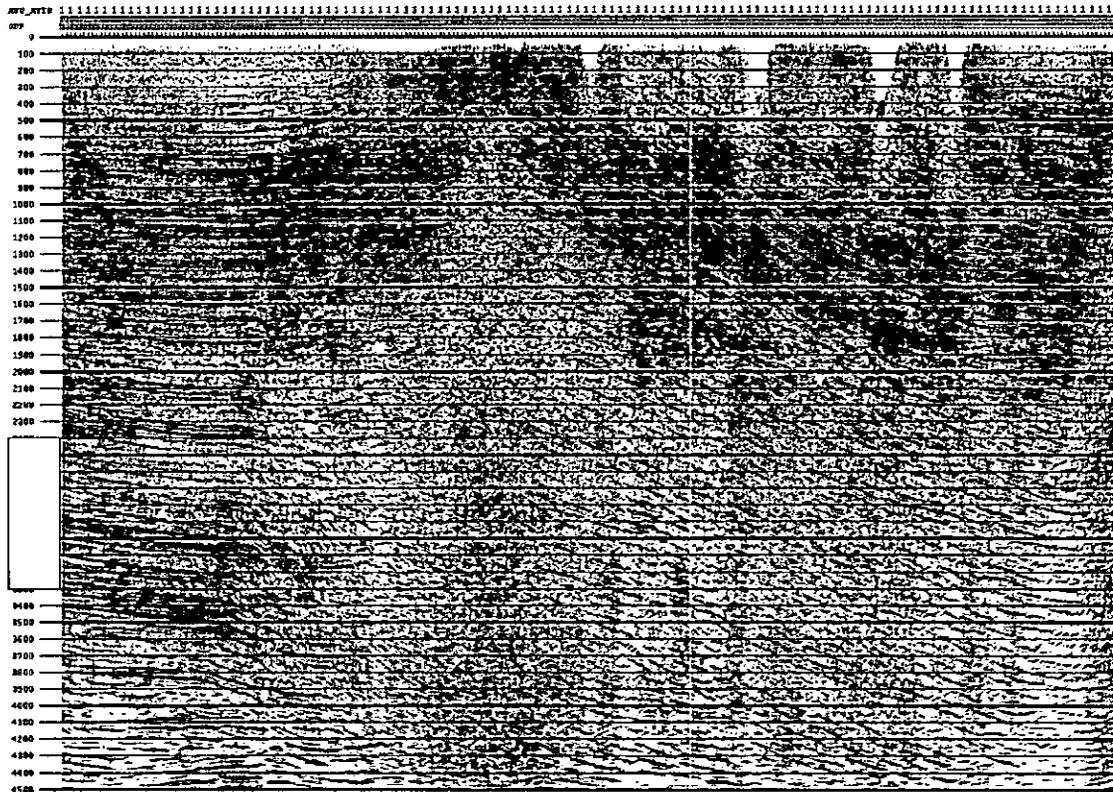


Fig.III.C.5. Sección migrada de Ro de la L-2024196.

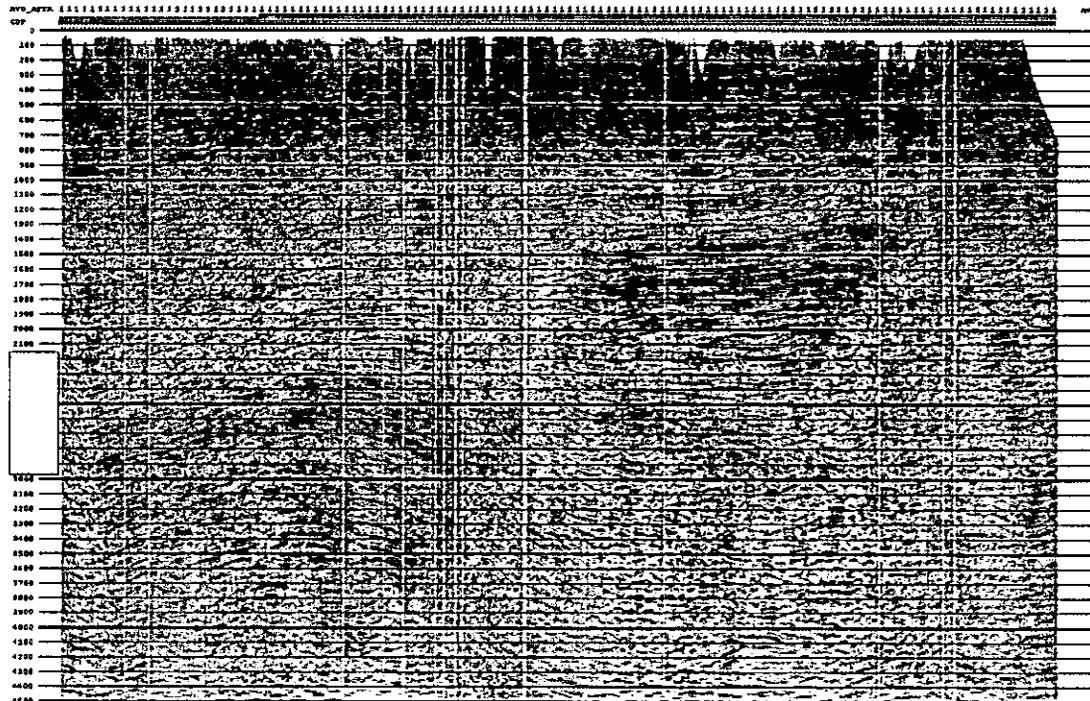


Fig.III.C.6. Sección migrada de Ro de la L-10436.

#### IV. ANÁLISIS DE AVO EN LAS SECCIONES SÍSMICAS DEL ÁREA REYNOSA.

Considerando que se tuvo el cuidado suficiente de no desajustar las amplitudes relativas de la información, durante la selección y secuencia de procesamiento, incluyendo los errores de las velocidades de NMO y los efectos geológicos, se procedió al análisis de los atributos de AVO, con la intención de ir ubicando las zonas de interés, siguiendo las propuestas de interpretación en cuanto a la delimitación de las áreas de interés, dentro del ambiente de depósito y la correlación con la información de los registros de pozos. En las secciones completas de la envolvente de amplitud, se observaron zonas de anomalías, pero debido a la gran cantidad de la información sísmica involucrada, se consideró imposible examinar todos los gathers, ubicando las áreas de importancia con la correlación de la configuración estructural, como son cierres contra falla y continuidad de arenas limpias, etc.

El análisis de amplitud contra distancia (AVO), es una técnica que permite emplear las variaciones de las amplitudes en un registro de punto medio común (PMC), para inferir cambios en las propiedades elásticas a través de una interfase geológica y deducir de estos cambios variaciones litológicas y/o de fluidos en el subsuelo. Se considera que los efectos de propagación de onda incluidos dentro de las pérdidas por dispersión y transmisión, más múltiples intracapas compresionales que se manifiestan principalmente como efectos de tiempo y offset en las reflexiones primarias, afectan significativamente las mediciones de la variación de la amplitud con el offset y causan grandes variaciones en el modelo de AVO. Fue importante el trabajar este análisis conjuntamente con la información disponible de registros de pozos, que aunque alejados de las líneas de estudio, sirvieron para la calibración de las anomalías dentro de eventos correspondientes a formaciones ya delimitadas en el área.

##### IV.A. ESTIMACIÓN DE LOS ATRIBUTOS DE AVO.

Después de la corrección dinámica y el modelado de la transformada de Radón, se realizó el análisis de la sección apilada con el atributo de la envolvente de amplitud, para ubicar las zonas de interés y posteriormente analizarlas con los atributos de AVO. La estimación de los atributos de AVO se realiza con el cálculo de los ángulos de incidencia usando el campo de velocidades estimado, las distancias (x) y los tiempos de incidencia normal (to), asumiendo rayos rectos. Las amplitudes para una muestra en tiempo se capturan y se calcula el seno cuadrado de cada ángulo de incidencia en cada traza ( $\text{sen}^2\theta$ ). Se hace el ajuste de la curva ya sea lineal o parabólica según se requiera. El resultado son los atributos Ro y G (amplitud de la onda P a distancia cero y el gradiente). Un tercer término se puede estimar si el ajuste es parabólico. La multiplicación de los productos, crestas y valles de las amplitudes de incidencia normal y los gradientes (Ro\*G) son positivos. En contraste, un coeficiente de reflexión positivo y un gradiente negativo o viceversa será un producto negativo. Las secciones de Ro\*G son los gráficos más comunes de AVO.

Acorde a las ecuaciones de Aki y Richards (1980), para ángulos de incidencia menores de 30% aproximadamente, el coeficiente de reflexión de la onda P ( $R_p$ ), se puede expresar como:

$$R_p(\theta) = A + B \text{sen}^2(\theta) \quad (\text{IV.1})$$

De donde A es el intercepto de la reflectividad de incidencia normal de la onda P, B es la pendiente o cambio en el coeficiente de reflexión de la onda P con el offset y  $\theta$  es el ángulo de incidencia.

De las aproximaciones realizadas a las ecuaciones de Zoeppritz la de Aki y Richards es la más usada, como se señaló anteriormente (Capítulo II, ecuación II.7). De esta aproximación lineal de los coeficientes de reflexión, se asume que las variaciones de  $V_p$ ,  $V_s$  y  $\rho$  (velocidad de la onda P, velocidad de la onda S y densidad, respectivamente), a través de la interfase son pequeñas. Spratt et al. (1993) mostraron que en las relaciones de  $V_p/V_s$  alrededor de 2, la pendiente puede estar relacionada a la reflectividad de la onda de corte por

$$B = R_p - 2R_s \quad (\text{IV.2})$$

Donde  $R_s$  es el coeficiente de reflexión de la onda S. Se pueden hacer dos suposiciones principales de estas aproximaciones en este estudio, primera, que la Tierra localmente se puede considerar como horizontal (por lo tanto, la entrada de un modelo  $V(z)$  es adecuada para la estimación del intercepto y la pendiente) y segunda, que se pueden relacionar los datos con las reflexiones de la onda P solamente.

La comparación de los datos sísmicos con los registros de pozos, desde gráficos cruzados hasta la correlación e inversión en diferentes intervalos geológicos se hicieron con los siguientes pozos. A continuación se detallan en las tres líneas sísmicas del estudio.

Pozo	Acuario-1	Marte R.G.-1	Rancherías Nte-1
K.B.(mts)	76.2	80.9	60.7
M.R.(mts)	75.8	80.6	60.4
E.T.(mts)	72.1	77.0	56.8
Clasificación	Improd. Seco	Improd. Seco	Improductivo
Jackson	Aflora	Aflora	Aflora
Yegua	185	505	366
Cook Mountain	859	1224	1038
Weches	1339	1658	1547
Queen City	1490	1790	1647
Reklaw	2201		2313
E. Wilcox	2895		3135
Prof. Total	3250	2500	3500
Comentarios	Manifestaciones	Pruebas Producción	Probado
	2155	2403-2405	2734-2740
	2777	Fluyó gas s/presión	Secuencia Alternante
	2877-2880		3005-3500

Tabla IV.A.1. Columnas geológicas de los pozos de apoyo en el área de estudio.

Se usaron funciones de velocidades en cada pozo con la finalidad de hacer la corrección a tiempo-profundidad con los horizontes marcados en interpretación, considerando estas curvas t-z como si fueran check shot. Esto es, la comparación de los tiempos de viaje de una onda acústica entre dos puntos profundos, se obtiene por dos métodos diferentes (VSP o check shot y el registro acústico), pudiéndose hacer solamente si las condiciones de propagación son relativamente similares, por lo que el mismo tipo de onda en el mismo medio geológico sigue la misma trayectoria.

Los registros sísmicos (velocidad) miden tiempos discretos de tránsito o velocidades de las rocas adyacentes al pozo iniciando en un mismo punto en el subsuelo. La resultante integrada de la fuente en tiempo-profundidad, requiere de una corrección a un nivel de referencia sísmico, que puede ser la superficie misma. Los datos sísmicos de superficie están sujetos a mayores dispersiones y absorciones que los datos del registro sísmico en el pozo. Consecuentemente, las curvas tiempo-profundidad, obtenidas desde el registro sísmico (información local) y los datos sísmicos de superficie (información global) tienen diferencias. La corrección del check shot adapta los registros de velocidad sísmicos y/o los registros de las curvas de tiempo-profundidad a empatar la relación tiempo-profundidad obtenida de los datos sísmicos de superficie.

La comparación se puede hacer entre el tiempo verticalmente (TVC) corregido obtenido desde un pozo de velocidad (llevado a un plano de referencia) y el tiempo de tránsito integrado del sísmico (TTI), el cual puede ser corregido al tiempo vertical y al plano de referencia. Sin embargo, se puede ver que existen discrepancias residuales ( $D = TVC - TTI$ ), las cuales varían en magnitud con la profundidad. Estas desviaciones generalmente se incrementan con la profundidad, aunque algunas veces decrecen, particularmente en formaciones superficiales.

La calibración de los registros sísmicos y los datos del levantamiento sísmico consisten en limitar las desviaciones observadas en los registros profundos de velocidad. Es decir, para modificar al registro sísmico a una profundidad dada (generalmente a un intervalo de espesor profundo) de modo que la relación establecida de  $T = F(z)$  se basa en una integración de este registro recalibrado. Aunque la relación tiempo-profundidad es compatible con los datos sísmicos, ésta se basa en una alta relación de muestreo comparable a la de un registro sísmico. Una vez que la nueva relación está definida, es fácil convertir registros profundos a registros en tiempo –en la escala sísmica- para asegurar el uso completo de los diferentes datos.

Los valores correspondientes a las diferencias entre TVC y TTI son los valores de deriva D, expresados como una función de profundidad. Para los ajustes lineales, los cambios en las pendientes en la curva de deriva es mejor llevarlos a los límites de las formaciones. Donde las variaciones visibles en el registro sísmico,

densidad u otro tipo de registro indican un cambio en el carácter litológico o de la naturaleza de los fluidos. Como la curva de deriva es usada para corregir el  $\Delta t$  anterior a la creación de una sección sintética, se pueden crear reflexiones artificiales por los cambios abruptos e injustificados en el registro  $\Delta t$ . Estos puntos son conocidos como puntos de inflexión y no deberán estar muy cercanos uno del otro (separados por lo menos 200 mts).

En los pozos Acuario-1 y Marte R. Gómez-1 se hicieron las correcciones por deriva con la función de velocidad calculada analíticamente, que sirvió de referencia como check shot, ajustándose con cada una de las formaciones registradas en el pozo. En el pozo Rancherías Norte-1, se contó con los registros de inducción y de potencial espontáneo, por lo tanto no se le hizo ninguna corrección de check shot únicamente se extrajo el registro sísmico del de resistividad por la ecuación de Faust (1983).

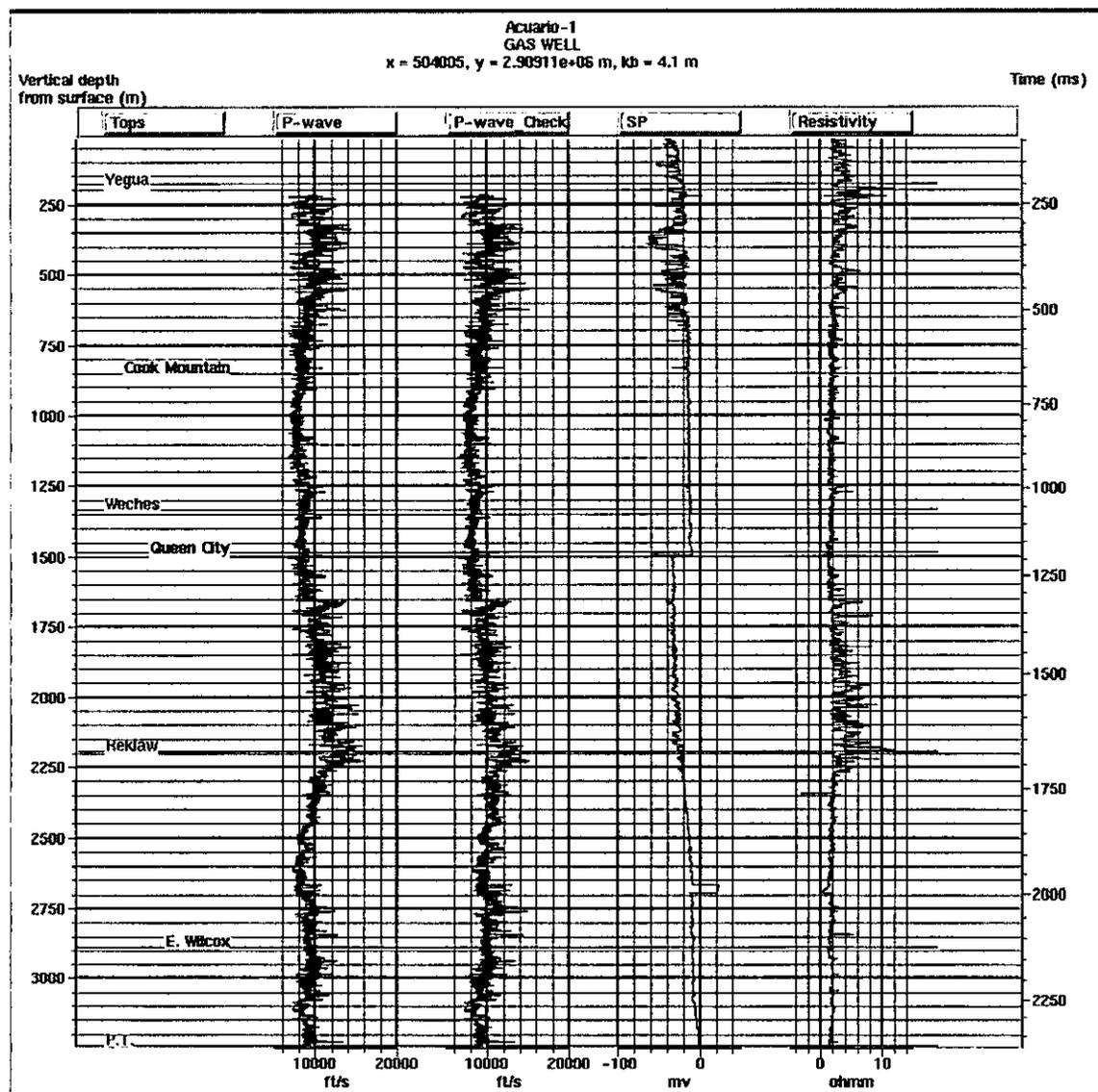


Fig.IV.A.1. Registros del pozo Acuario-1.

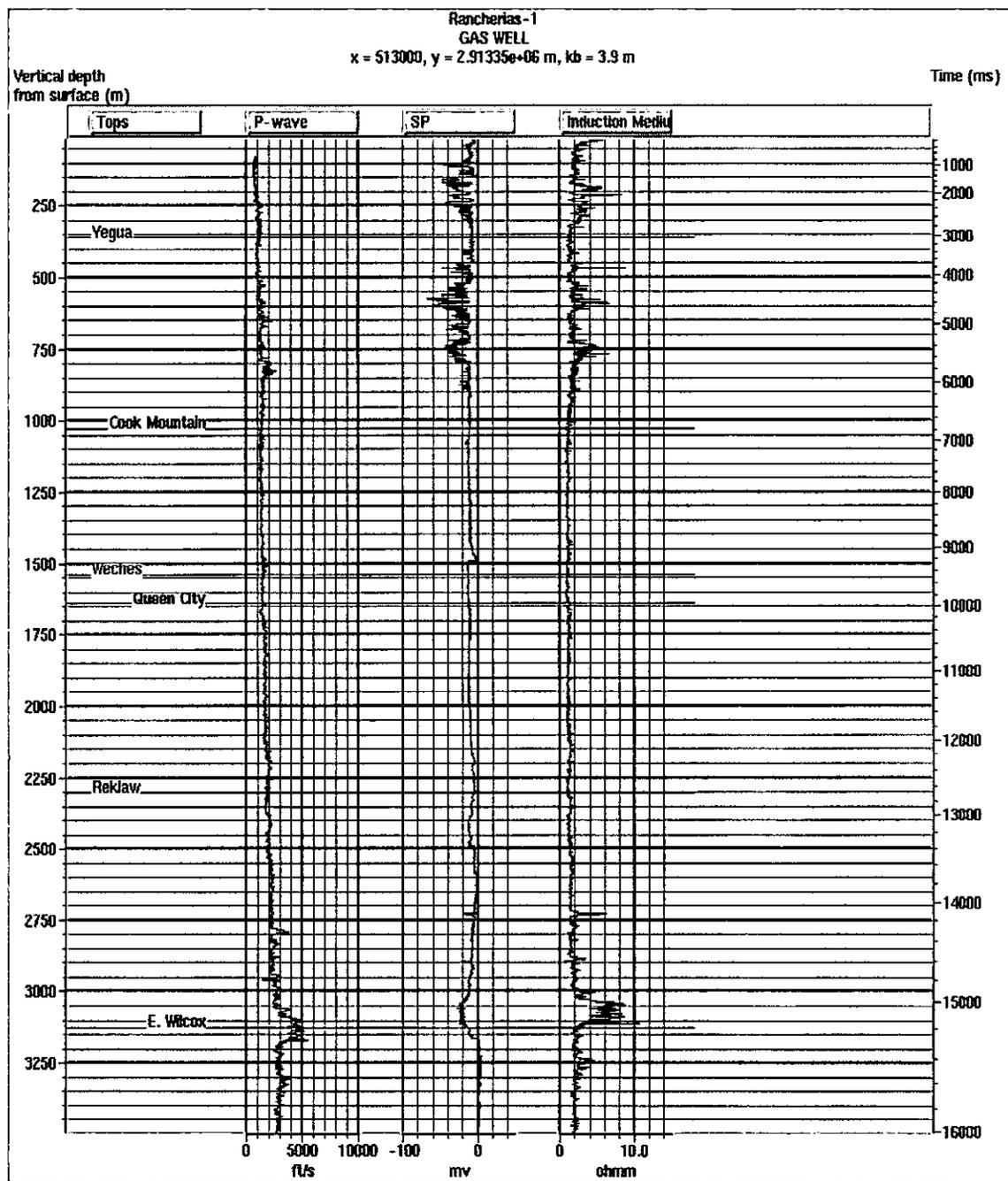


Fig.IV.A.2. Registros del pozo Rancherías Norte-1

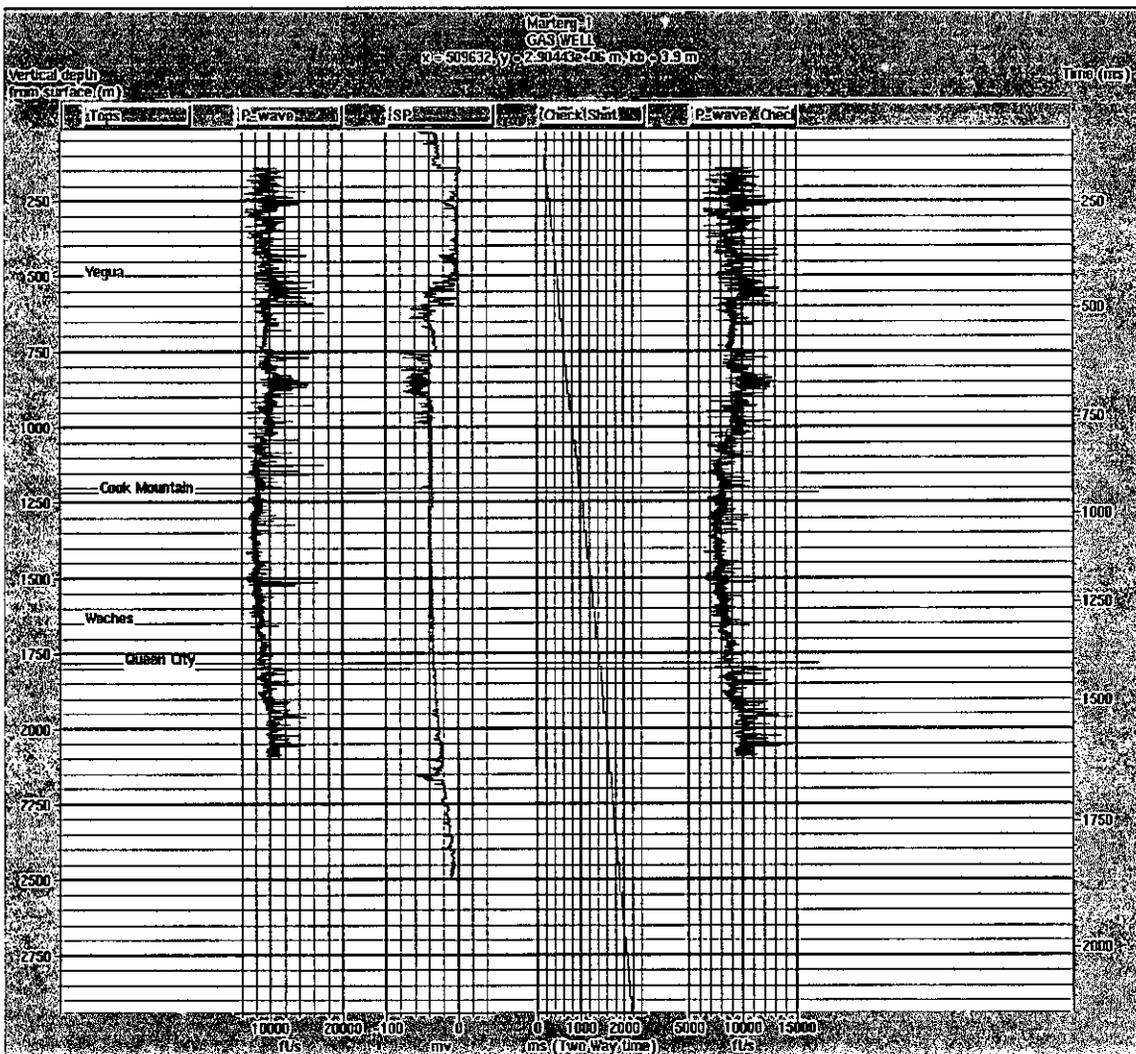


Fig.IV.A.3. Registros del pozo Marte R. Gómez-1

#### IV.A.1. ESTIMACIÓN DE LOS ATRIBUTOS DE AVO EN LA LÍNEA 10436.

La línea sísmica 10436 consta de 470 tiros, del p.t. 366 al p.t. 1015, registrados con el sistema de dinamita y con dirección NE/SW. El intervalo entre puntos de tiro fue de 30 metros, con un sistema de tendido bilateral de 96 canales y una longitud de grabación de 5 segundos. El offset más cercano se localizó a 75 metros, con la alejada con un offset de 1485 metros. La distancia entre detectores de 2.5 metros, en grupos de 12 detectores por traza, con un intervalo entre grupos de 30 metros. El número de pozos por punto de tiro fue de 1 con una profundidad media de 18.29 metros y una carga de 10 libras (4.535 kg.). La observación se hizo con un sismógrafo marca Sercel 360, con filtros de grabación de 12-178 Hz, y un muestreo de 2 mseg. La metodología usada en este estudio se basa en la ecuación de Shuey de

$$R(\theta) = R_p + G \text{sen}^2\theta$$

Donde  $R_p$  = Intercepto o reflectividad de la onda P verdadera.

$G$  = Gradiente

$\theta$  = Ángulo de incidencia.

Esta ecuación se analizó en el capítulo II, y corresponde a la ecuación II.D.1. Conjuntamente a ésta, se analizaron dentro de los análisis de gráficos cruzados, las simplificaciones realizadas por Verm y Hilterman (1995). Los cálculos de los cambios en la relación de Poisson se determinan con la ecuación de Shuey.

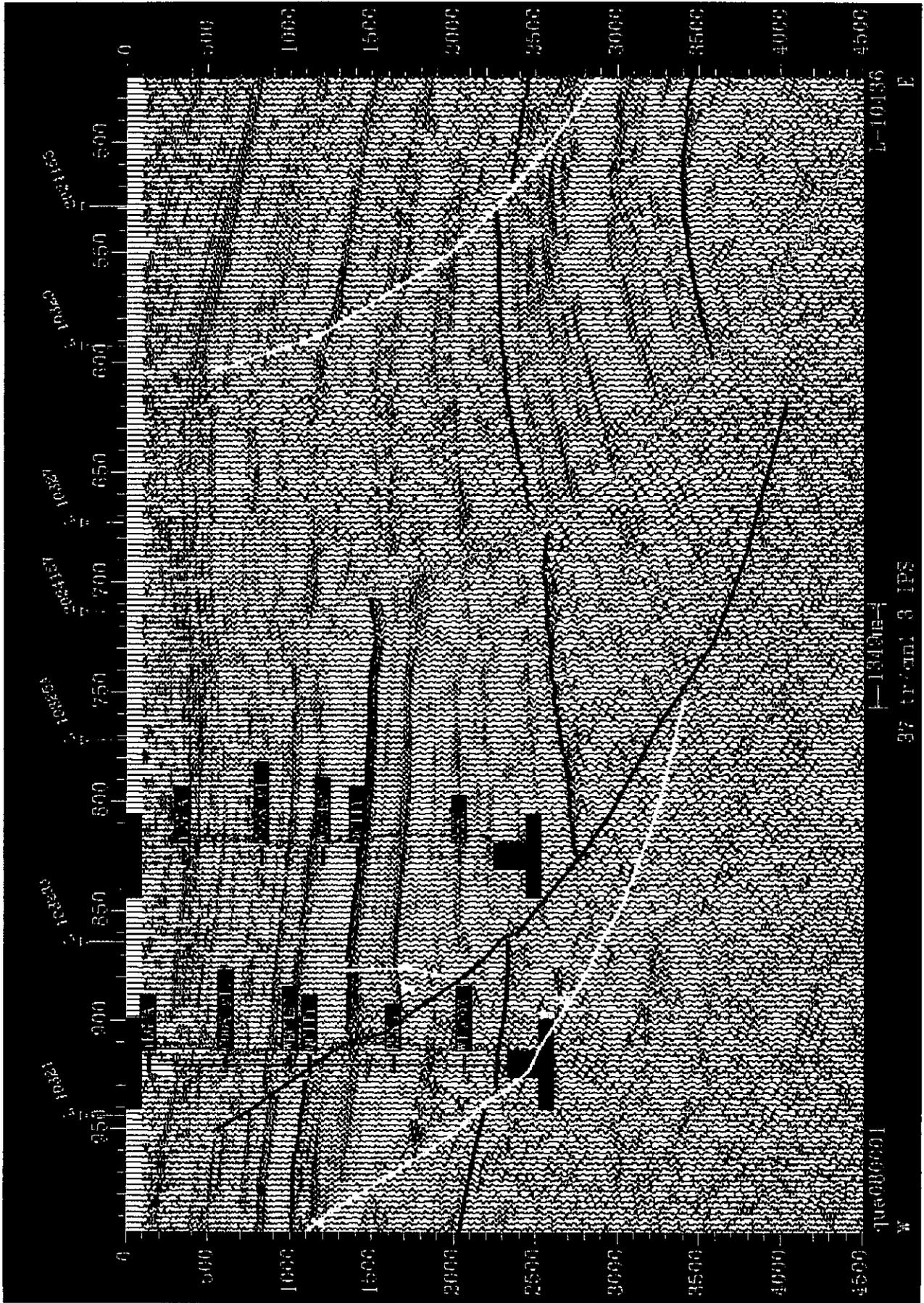
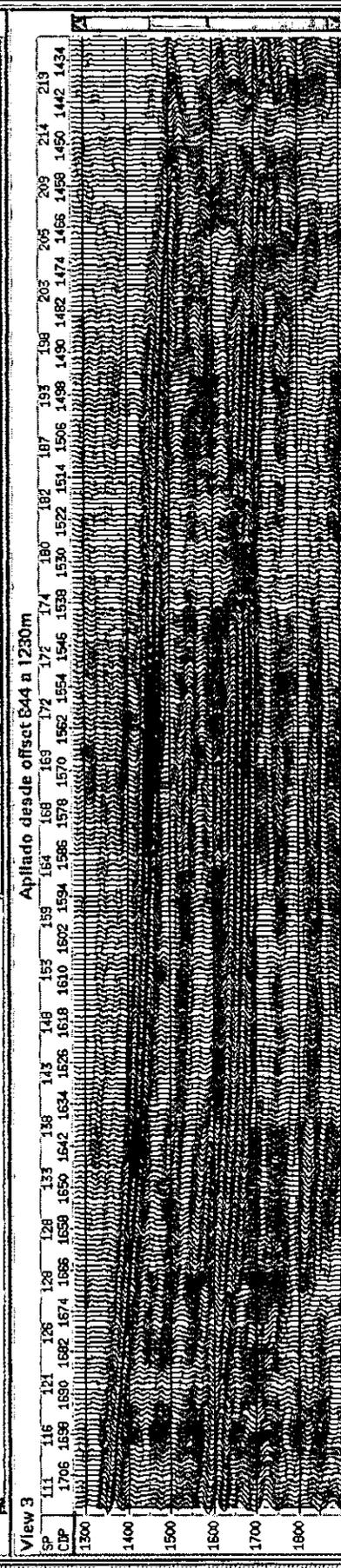
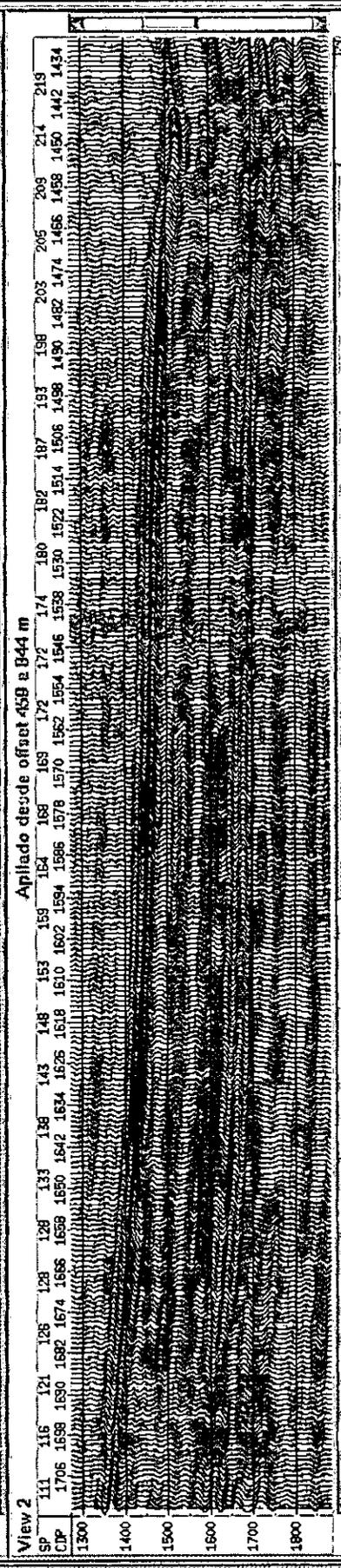
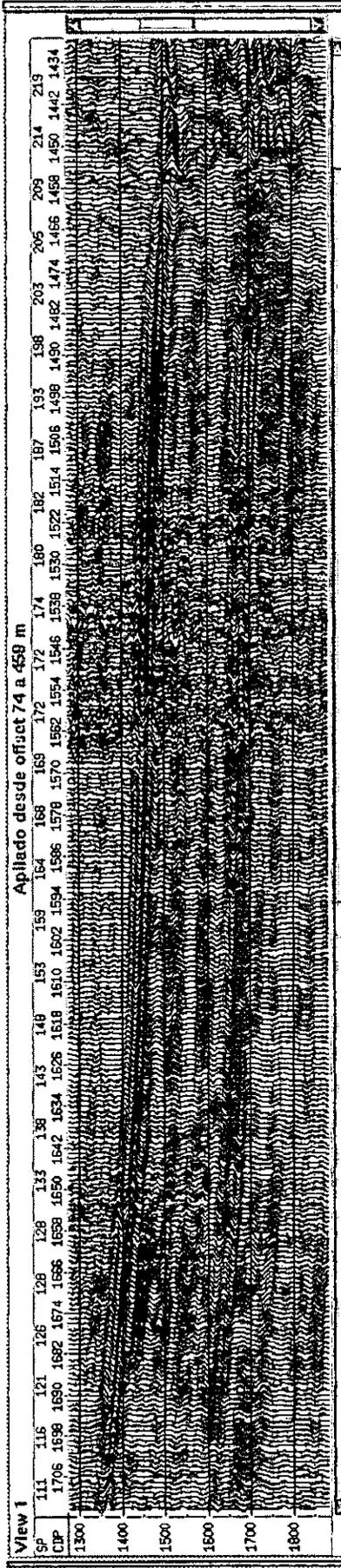


Fig.IV.A.1.4. Sección sísmica interpretada y correlacionada con los pozos cercanos.

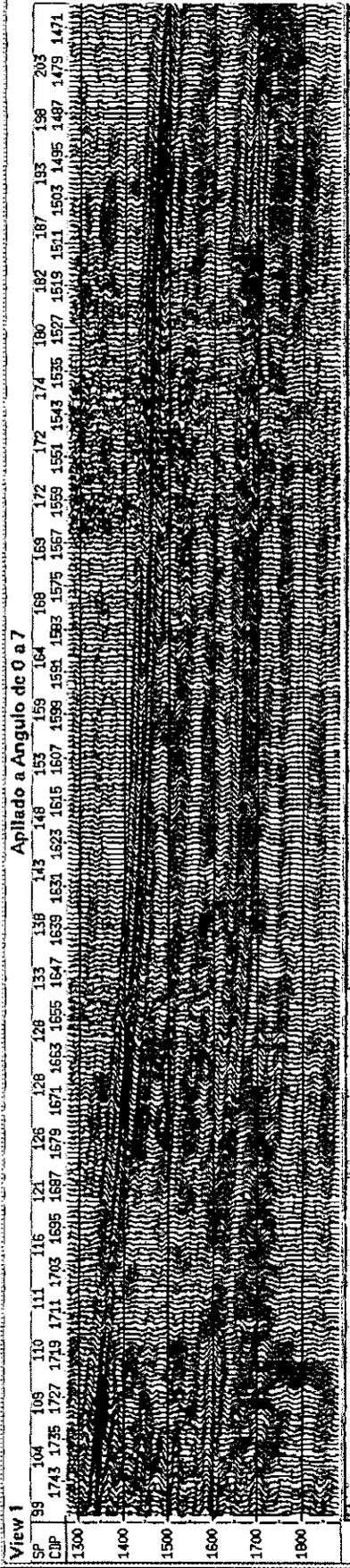




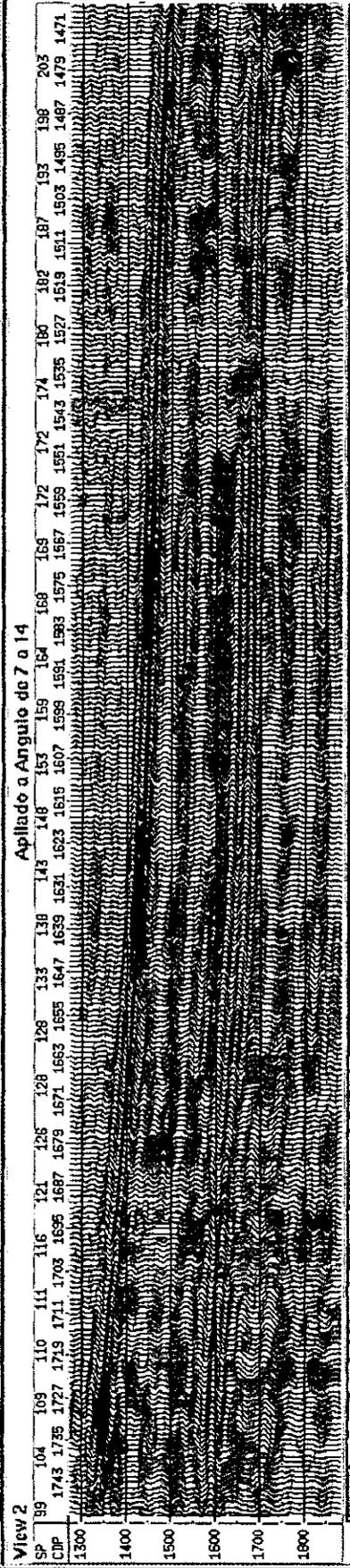
Project : L10436c

Fig.IV.A.1.6. Sección aplada a diferentes offset's comunes L-10436.

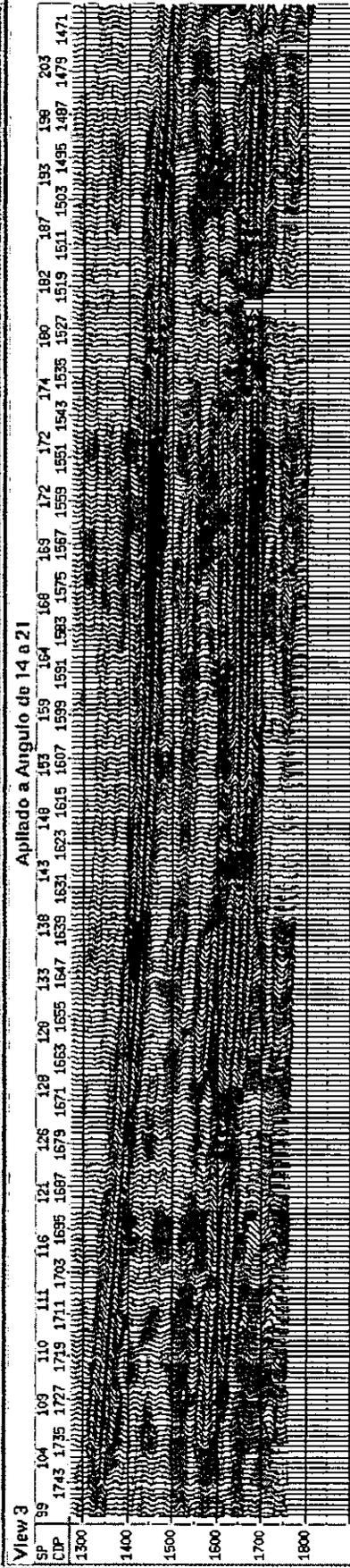
Aplado a Angulo de 0 a 7



Aplado a Angulo de 7 a 14

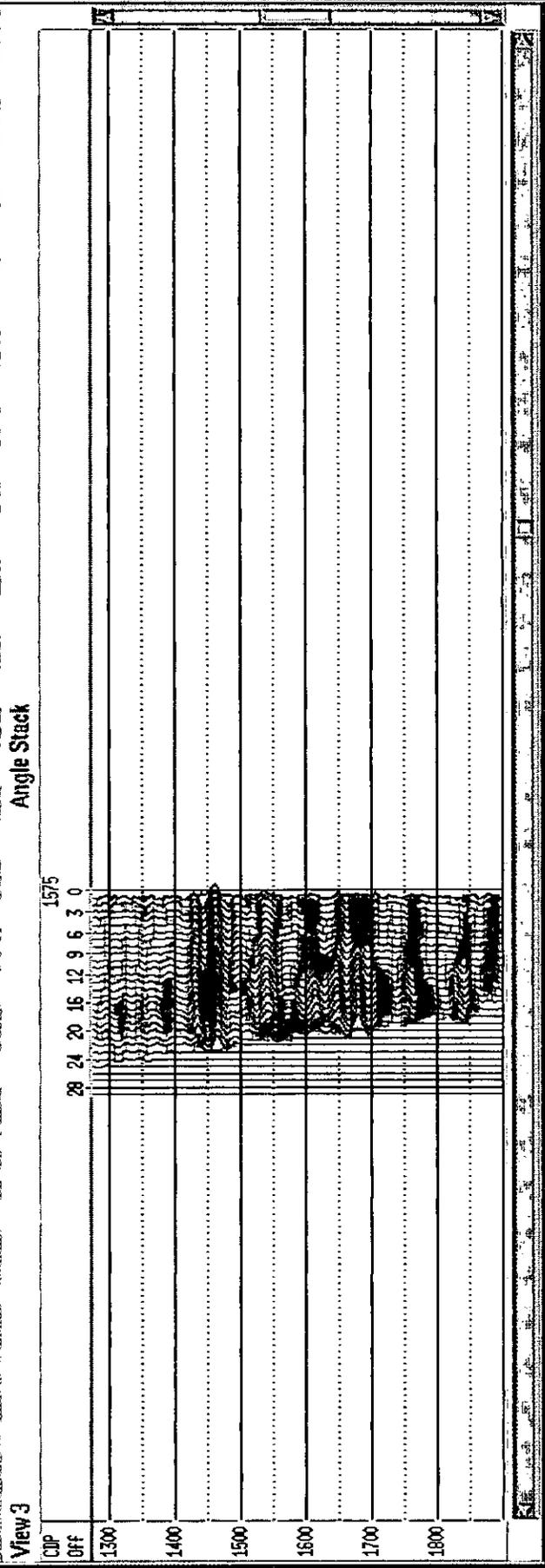
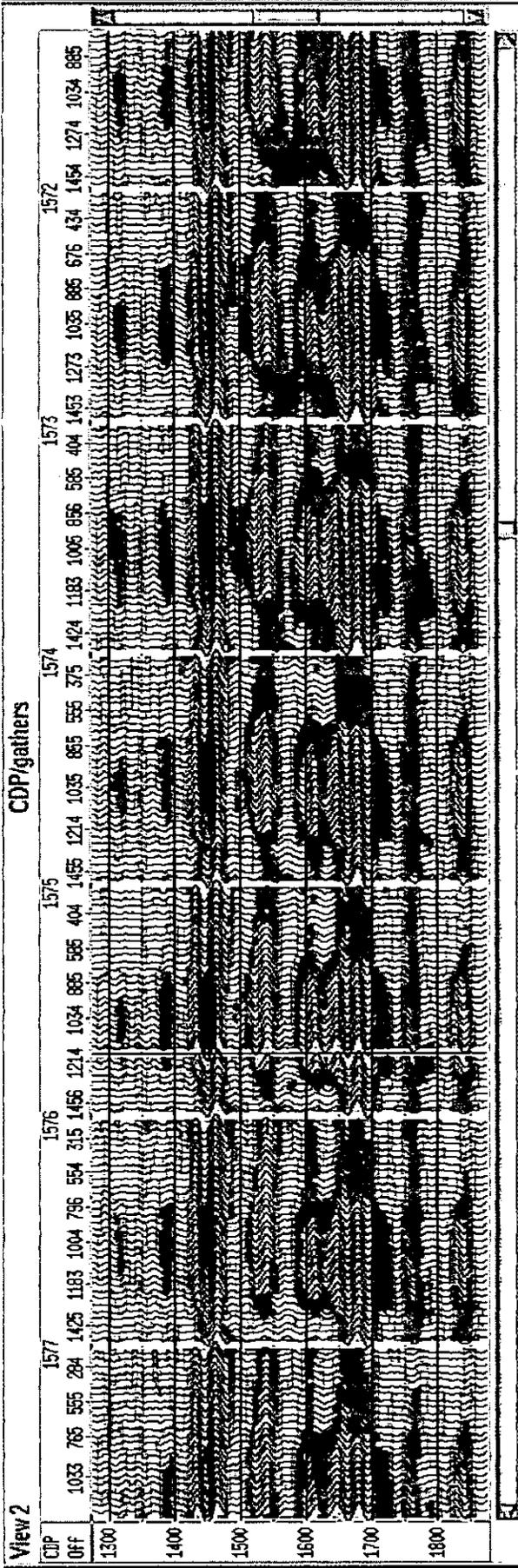


Aplado a Angulo de 14 a 21



Project : L10436d

Fig.IV.A.1.7. Sección aplada a diferentes ángulos comunes en L-10436.



Project : L10436h (unsaved)

Fig.I.V.A.1.8. Super-gather en ángulo común L-10436

$$R(\theta) = R_p \cos^2 \theta + \frac{\Delta \sigma}{(1 - \sigma)^2} \sin^2 \theta$$

De donde  $R_p$  = Reflectividad de incidencia normal,

$$\frac{\Delta \sigma}{(1 - \sigma)^2} = \text{Reflectividad de Poisson.}$$

La metodología seguida para los análisis de los atributos de AVO en la L-10436, se basó en las evidencias dadas por la continuación de la configuración estructural de la línea (plano anexo), dentro de la formación Queen City y su correlación con el pozo Acuario-1 (Fig. IV.A.1.13). En la Fig. IV.A.1.14, de la sección apilada y graficada con la envolvente de la amplitud, se observan anomalías con características de amplitud negativa (punto brillante), mostrando cambios en el valor de la reflectividad que corresponden a la continuación de arenas de interés que tuvieron manifestaciones en el pozo Acuario-1 (2155 metros). La naturaleza errática de las arenas productoras dentro de la cuenca de Burgos y los cambios dramáticos en las propiedades de los yacimientos, dadas a las condiciones de depósito de los sistemas fluvio-deltaicos, resultan en una variedad de mecanismos de entrapamiento y de rápidas variaciones laterales en los espesores de las arenas y en su calidad.

Después de realizado el modelado por la transformada de Radón en los grupos de CDP's gathers, se apiló la sección con ángulos menores de 30°, que corresponden al valor dado por la aproximación de Shuey. Los valores de velocidad de intervalo de estos análisis, se extrajeron del campo de velocidad deducido de los análisis posteriores al DMO, usando la ecuación de Dix para transformar de Vrms a Vint.

En la sección apilada con la envolvente de amplitud, se observan diferentes zonas características de anomalía. Para el análisis se usó la proyección del pozo Acuario-1, siguiendo su continuación a través de su conformación estructural, por ello se decidió limitar el área de interés entre los CDP's 1535 y 1750, que caen dentro de los límites impuestos por el sistema de fallas de crecimiento. La zona específica de interés se ubicó entre los CDP's 1560 y 1575 y entre los 1400 y 1700 msec. Donde se pueden observar (Fig. IV.A.1.14), los CDP gathers convertidos a distancia-ángulo los cambios en los valores de amplitud en los tiempos específicos.

Después de ubicadas las zonas de interés, se hicieron análisis sobre la sección a apilamientos diferentes tanto en offset como en ángulo, con el objeto de encontrar las limitantes que existen en la línea sísmica, para los consecuentes análisis de atributos de AVO. En la Fig. IV.A.1.15, se observan tres secciones apiladas con diferentes offset's comunes en cada CDP y con la envolvente de amplitud en cada una de ellas para diferenciar con claridad el efecto que se sucede a diferentes offset's en los tiempos de 1400 a 1700 msec. En la Fig. IV.A.1.16, se graficaron tres secciones apiladas a incrementos de 10° cada una en el ángulo de incidencia, resaltándose las eventualidades que se tienen a diferentes ángulos. La adquisición sísmica mide las amplitudes como una función del offset de fuente-receptor, mientras que con las ecuaciones de Zoeppritz y las aproximaciones de estas ecuaciones, relacionamos los coeficientes de reflexión o amplitudes con los ángulos de incidencia. En el trazado de rayos a través de un modelo de velocidad se producen pares de tiempo-offset para un ángulo dado que se puede graficar como una sección apilada en ángulos comunes o tenerla en gathers de ángulos. Estos gathers tienen la ventaja de mostrar todas las reflexiones a los mismos ángulos de incidencia en todos los tiempos de viaje, a diferencia de los convencionales CMP gathers, en los cuales las reflexiones profundas contienen pequeños ángulos de incidencia o una traza con reflexiones someras.

Un reconocimiento en la búsqueda de anomalías de AVO en grandes volúmenes de datos se puede conducir por el simple reconocimiento de trazas alejadas, en apilados de offset para eventos de alta amplitud. Los apilados en ángulo cortan a los CMP gathers removiendo las muestras de tiempo-offset situadas fuera de la ventana de ángulo. Las muestras dentro de la ventana de ángulo son sumadas para dar un apilado que contiene solamente un rango específico de ángulos. Un proceso similar se sigue para dar gathers en ángulo (Fig. IV.A.1.17). Falsas anomalías de AVA (ángulo contra amplitud), se pueden dar en secciones apiladas y en gathers cuando la amplitud de los ruidos no está balanceada, pudiendo interpretarse como posibles indicadores de hidrocarburos. En el presente estudio la zona marcada de interés se correlacionó con la respuesta dada por los diferentes atributos de AVO y la correlación de los pozos cercanos, a través de gráficos cruzados con la intención de evitar caer en falsas anomalías.

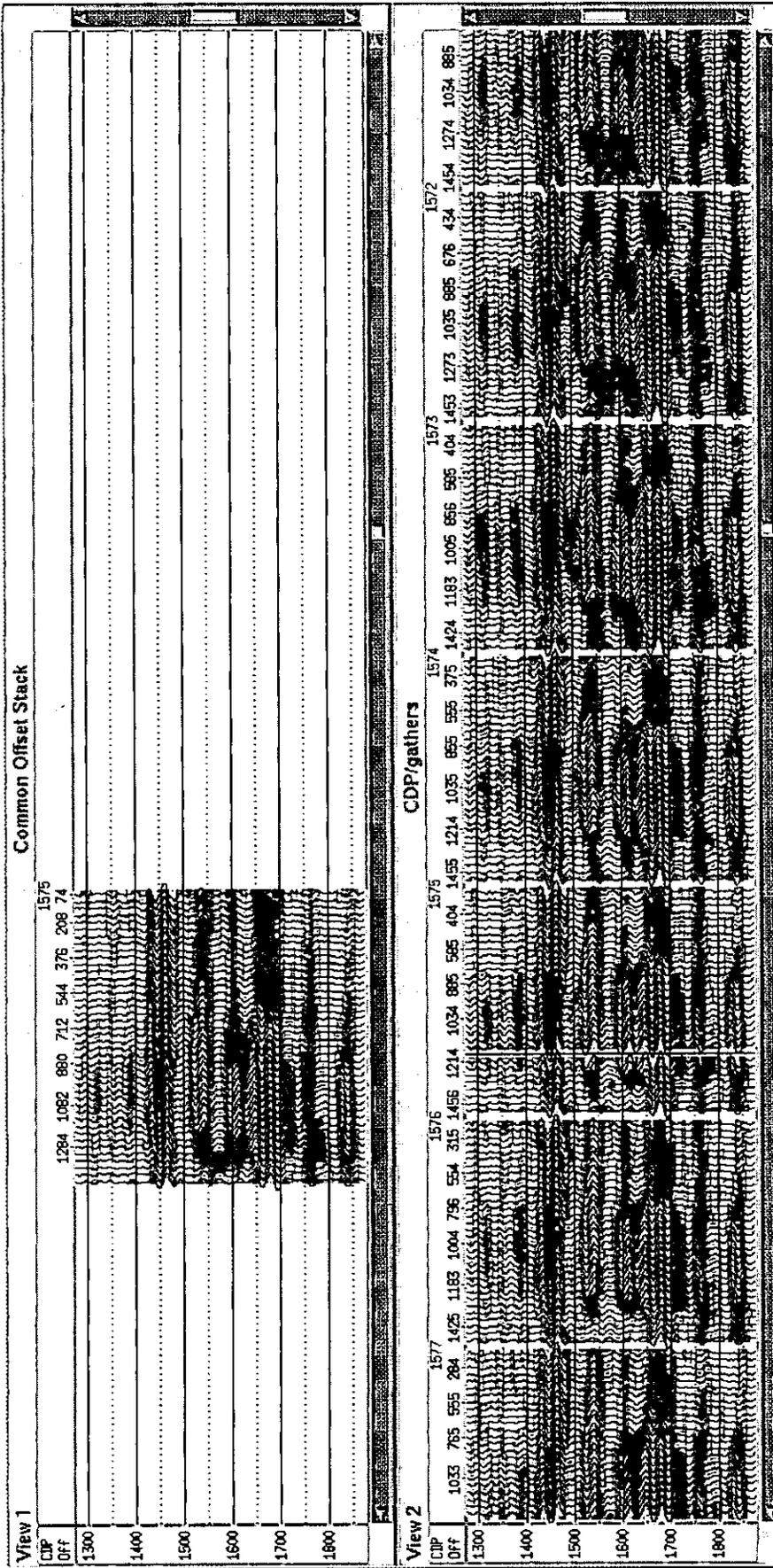
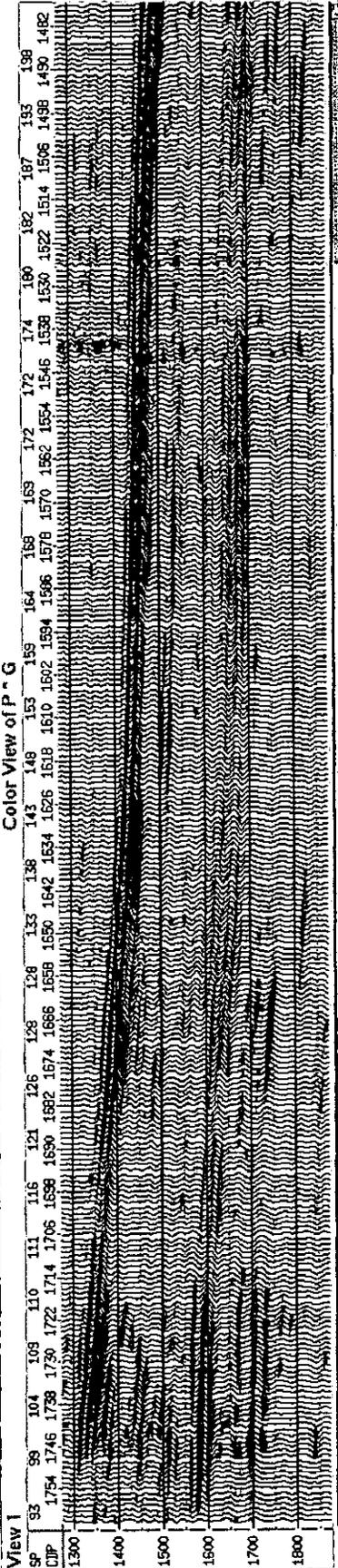
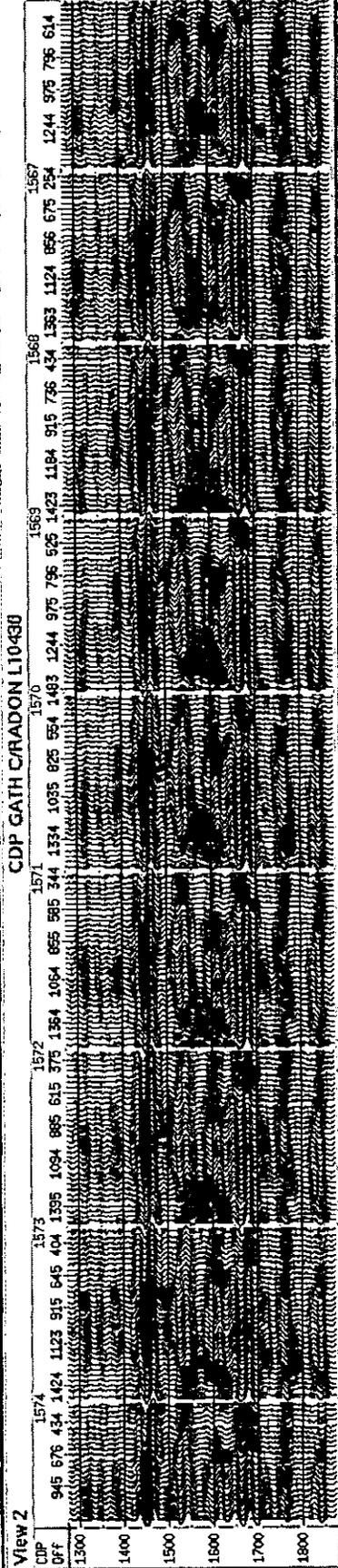


Fig. IV.A.1.9. Super-gather en CMP común L-10436

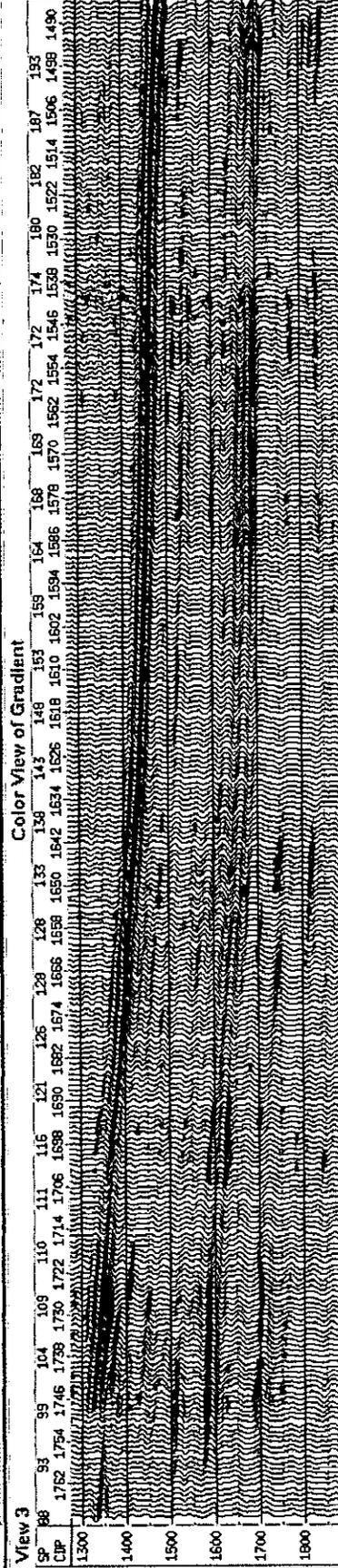
Color View of P<sup>n</sup>G



CDP GATH CRADON L10430

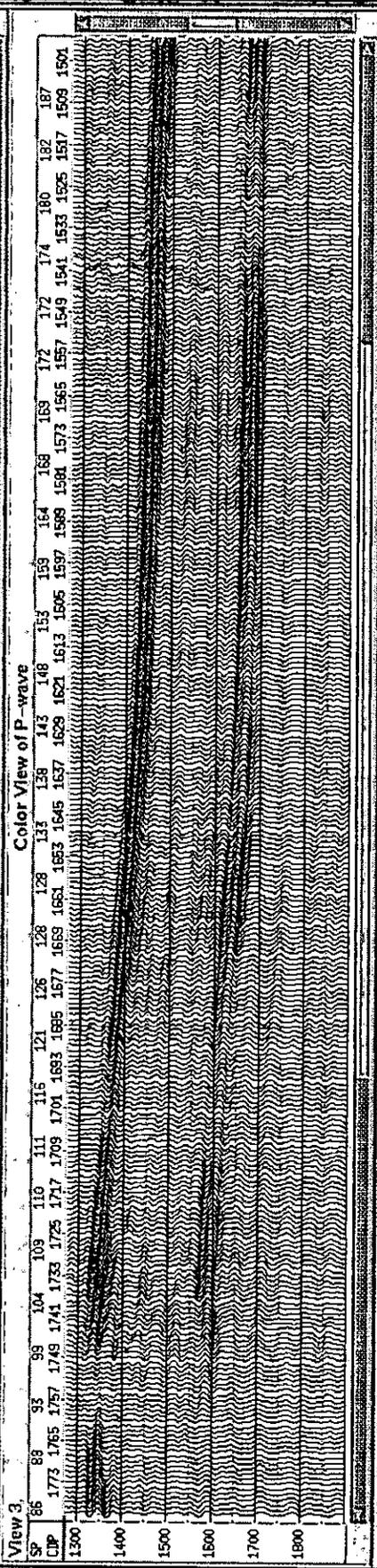
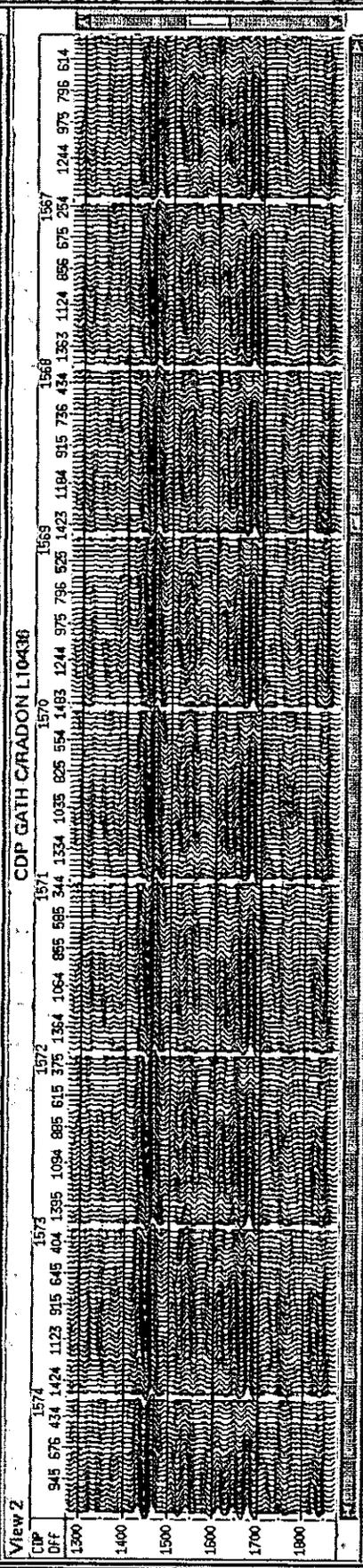
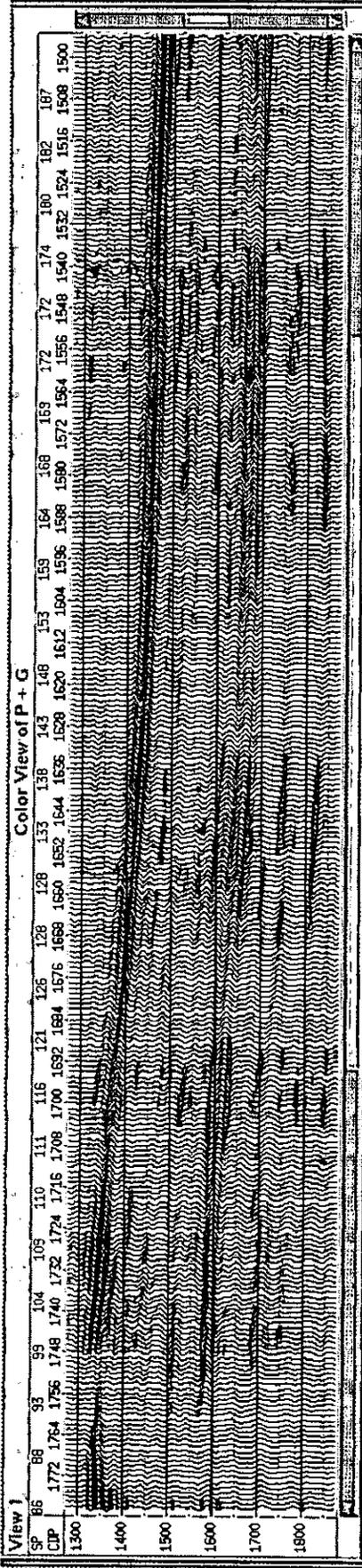


Color View of Gradient



Project : L10430e (unsaved)

Fig IV.A.1.10. Atributos de AVO P<sup>n</sup>G y Gradiente en L-10436



Project: L10436 (unsaved)

Fig.IV.A.1.11. Atributo de AVO P+G y P en L-10436

Los procesos de apilado en super-gathers, son quizá los más poderosos reductores de ruido confiables en la interpretación sísmica. Desafortunadamente, las trazas lejanas son con frecuencia más ruidosas que las trazas cercanas, por lo que, el apilado parcial en trazas de CMP gathers, es un método efectivo para lograr mejorar la calidad de los datos sin cambiar su amplitud relativa (Fig.IV.A.1.18).

#### IV.A.1.a. INTERPRETACIÓN DE LOS ATRIBUTOS DE AVO EN LA LÍNEA 10436.

Para arenas con gas, el coeficiente de reflexión negativo de los valles en conjunto, con frecuencia tiene un gradiente negativo, y los coeficientes de reflexión de los picos subyacentes tienen un gradiente positivo. Multiplicados juntos, los productos de picos y valles de amplitudes de incidencia normal y los gradientes (NI\*G), el resultado es positivo. En contraste, un coeficiente de reflexión positivo y un gradiente negativo o viceversa tendrán un producto negativo (Fig.IV.A.1.19). Sin embargo, el gráfico del producto no produce una anomalía cuando se usa para predecir en arenas de alta impedancia, porque el producto tiende a ser negativo.

En arenas de baja impedancia, el coeficiente de reflexión de incidencia normal es por sí mismo un indicador de gas. Un alto coeficiente de reflexión de incidencia normal es causado probablemente por la depresión de Vp debido a la saturación de gas. Esto es por lo que, un gráfico típico de atributo de AVO, para arenas con gas de baja impedancia incluye el término de coeficiente de reflexión de incidencia normal.

En la Fig.IV.A.1.20. Se tiene el atributo de (NI+G), que es ayuda en los casos en los que no se tengan tendencias de anomalías negativas (bright spot), donde las amplitudes de las reflexiones de incidencia normal, en las arenas con gas objetivo sean cercanas a cero. La multiplicación en el caso de gradiente fuerte por una amplitud de incidencia normal cercana a cero, puede de hecho degradar la visibilidad de estas arenas (Hall et al. 1995).

La estrategia de Smith y Gidlow (1987) se basa en la simplificación de la densidad en la aproximación de Aki y Richards (1980), sumando la relación empírica de Castagna et al. (1985) es posible calcular la relación de Vs/Vp (ec. II.C.10). Esta ecuación es conocida como "Mudrock Line", y asume que todas las rocas están saturadas de agua (ec.II.C.10a.)

$$\frac{\Delta V_p}{V_p} = 1.16 \cdot \frac{V_s}{V_p} \cdot \frac{\Delta V_s}{V_s} \quad (\text{II.C.10a.})$$

de aquí se deriva el atributo de Factor de Fluidos de Smith y Gidlow (1987):

$$\Delta F = \frac{\Delta V_p}{V_p} - 1.16 \cdot \frac{V_s}{V_p} \cdot \frac{\Delta V_s}{V_s} \quad (\text{II.C.10a.})$$

donde  $\Delta F$  estará cercana a cero si Vp y Vs siguen la línea de Mudrock. Será negativa en la cima de una formación saturada con gas y positiva en la base.

Las velocidades de la onda P decrecen a través de la interfase entre arenas saturadas de agua y saturadas de gas, mientras que la velocidad de la onda S permanece sin cambio. La relación de Poisson como también Q ( $V_p/V_s$ ) decrece en la cima de una arena rellena de gas y se incrementa en la base. Es mucho más conveniente usar Q que usar la relación de Poisson.

La relación de reflectividad de pseudo-Poisson se define como el reflejo del cambio en la relación de Poisson por la siguiente ecuación

$$\frac{\Delta Q}{Q} = \frac{\Delta V_p}{V_p} - \frac{\Delta V_s}{V_s} \quad (\text{IV.1})$$

Donde Q se incrementa monótonamente con el incremento de la relación de Poisson (Fig.IV.A.1.21).

#### IV.A.1.b. ANÁLISIS DE GRÁFICOS CRUZADOS SOBRE EL ATRIBUTO DE P\*G EN LA L-10436.

Como se señaló anteriormente Verm y Hilterman (1995) idearon la forma de identificar puntos de anomalías en gráficos cruzados y redibujarlos en forma de una sección sísmica transversal.

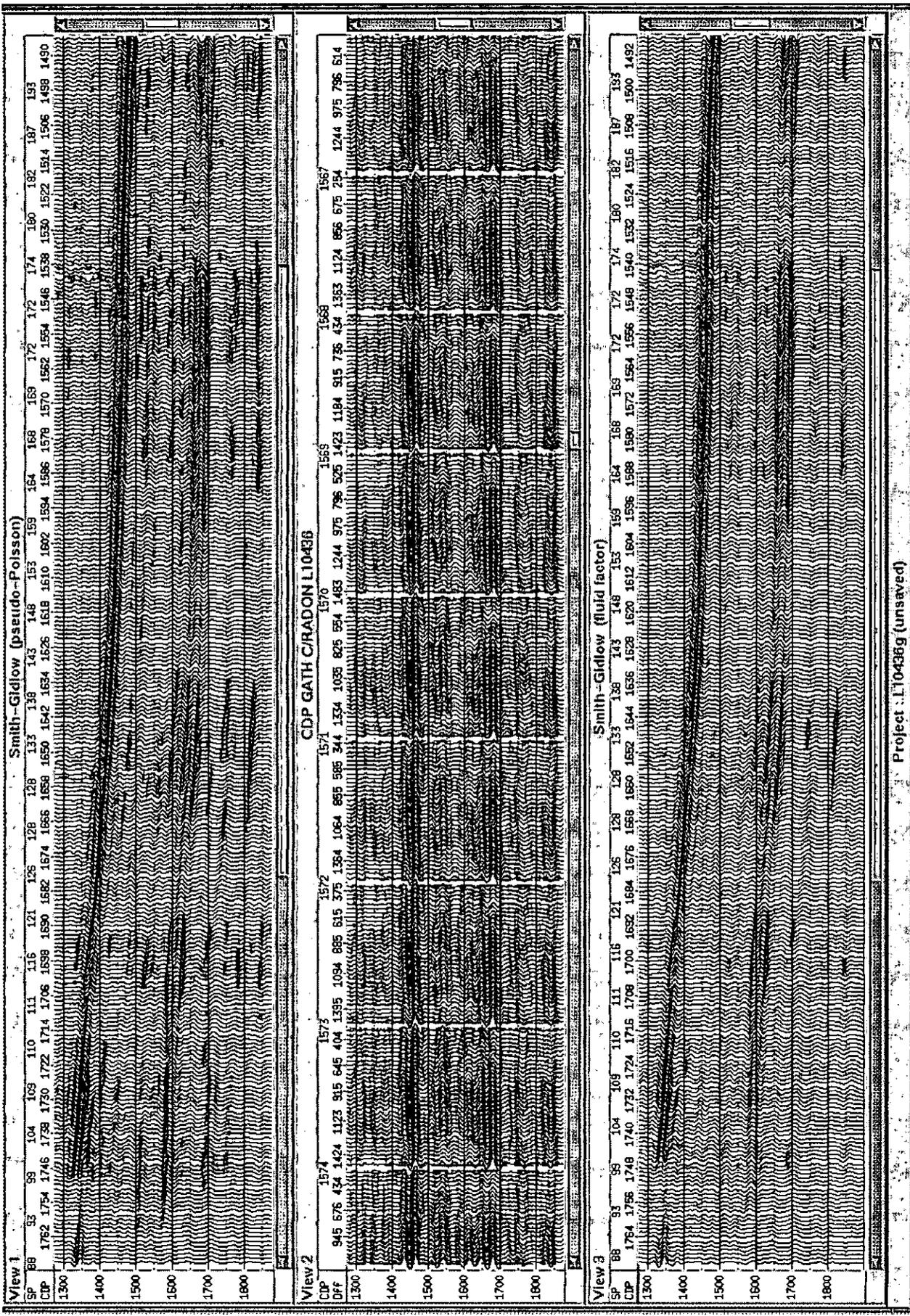


Fig. IV. A. 1.12. Atributos de AVO de Smith y Gidlow en L-10436.

Los gráficos cruzados de NI contra PR (incidencia normal y reflectividad de Poisson, respectivamente), difieren de arenas con agua a arenas cargadas con gas, pero estos representan solamente una localización de CDP, donde el significado del tiempo de ida y vuelta se pierde en el gráfico. Para hacerse efectivo, el gráfico necesita convertirse en un sólo formato de traza para la localización del CDP, desde el cual las reflectividades de NI y PR, sean extraídas.

La transformación en una sola traza en color es relativamente directa. A los rangos discretos de las amplitudes de las trazas se les asignan diferentes colores. Para la adición de otro eje a la tabla de color, dos trazas pueden ser dibujadas en colores en la misma forma que una sola. Para un tiempo específico, un valor de NI se localiza en el eje NI en la matriz de la tabla de color. Los valores correspondientes de PR a un mismo tiempo se localizan en el eje PR. El dibujo del color se determina cuando dos líneas se interceptan en la tabla de la matriz de color. Los colores pueden ser asignados fácilmente a compartimentos para la identificación de diferentes litologías.

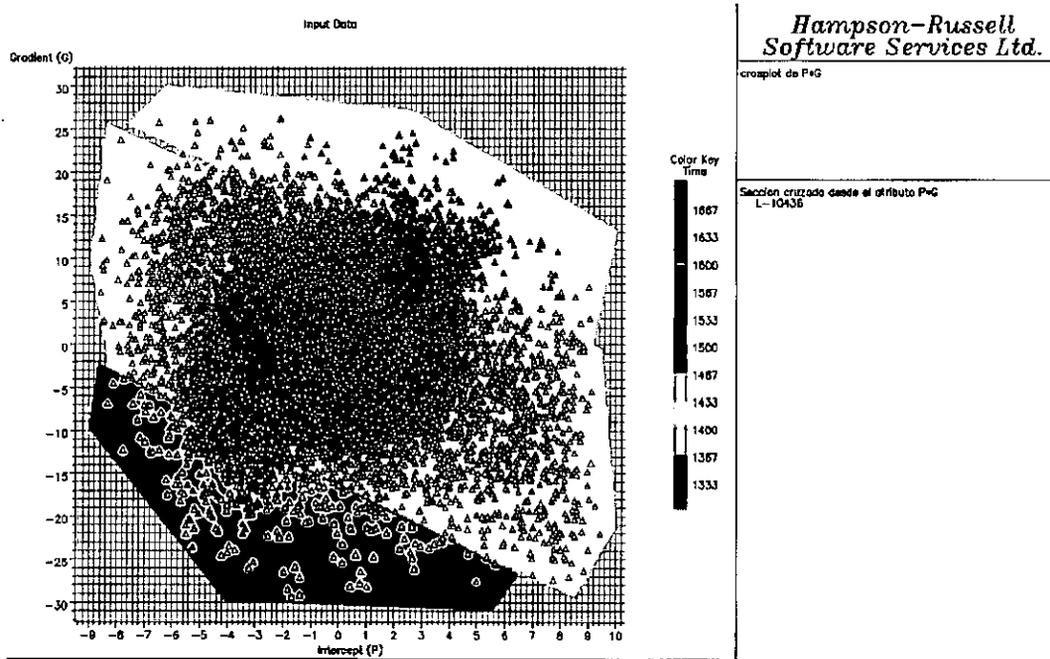


Fig.IV.A.1.b.13. Análisis realizado al intervalo entre el CDP 1530 – 1720.

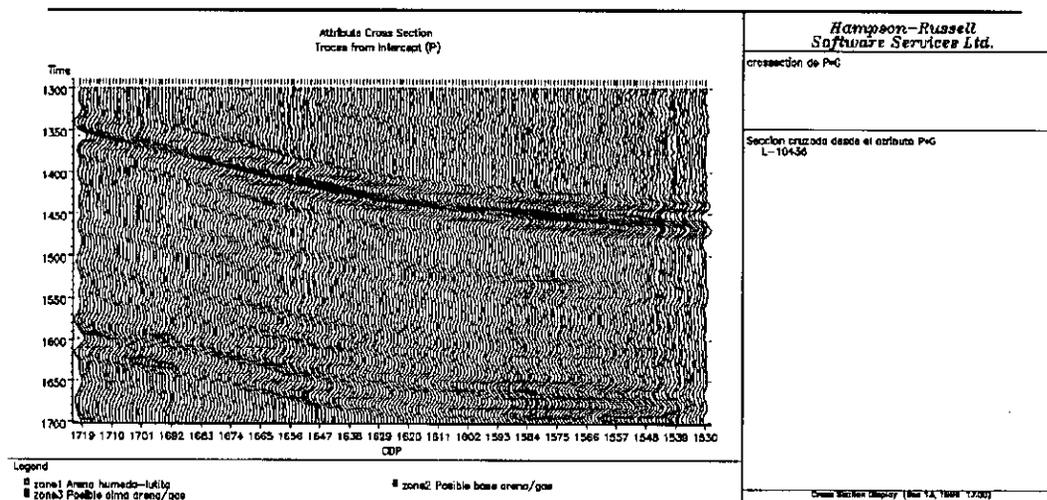


Fig.IV.A.1.b.14. Análisis de la sección sísmica entre el CDP 1530 – 1720.

Los gráficos cruzados de NI contra PR (incidencia normal y reflectividad de Poisson, respectivamente), difieren de arenas con agua a arenas cargadas con gas, pero estos representan solamente una localización de CDP, donde el significado del tiempo de ida y vuelta se pierde en el gráfico. Para hacerse efectivo, el gráfico necesita convertirse en un sólo formato de traza para la localización del CDP, desde el cual las reflectividades de NI y PR, sean extraídas.

La transformación en una sola traza en color es relativamente directa. A los rangos discretos de las amplitudes de las trazas se les asignan diferentes colores. Para la adición de otro eje a la tabla de color, dos trazas pueden ser dibujadas en colores en la misma forma que una sola. Para un tiempo específico, un valor de NI se localiza en el eje NI en la matriz de la tabla de color. Los valores correspondientes de PR a un mismo tiempo se localizan en el eje PR. El dibujo del color se determina cuando dos líneas se interceptan en la tabla de la matriz de color. Los colores pueden ser asignados fácilmente a compartimentos para la identificación de diferentes litologías.

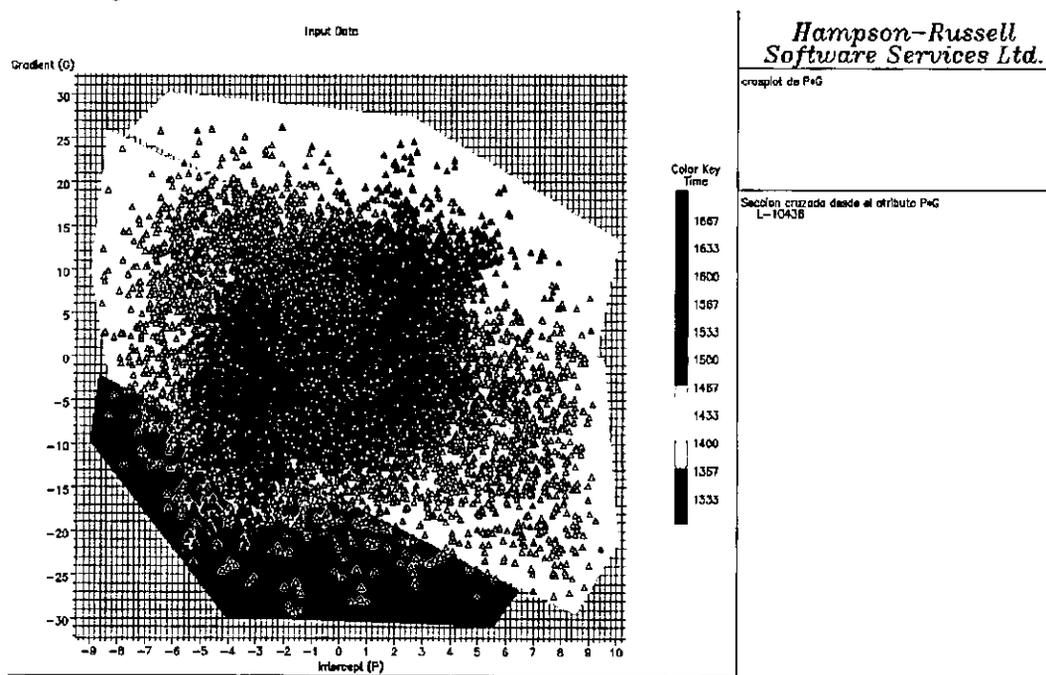


Fig.IV.A.1.b.13. Análisis realizado al intervalo entre el CDP 1530 – 1720.

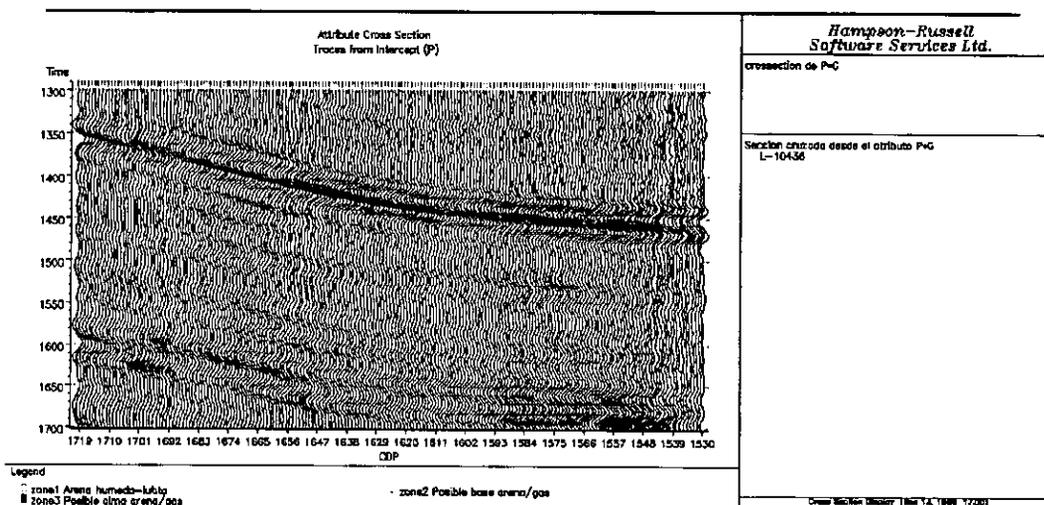


Fig.IV.A.1.b.14. Análisis de la sección sísmica entre el CDP 1530 – 1720.

En las Figuras IV.A.1.b.13 y 14, se analizan dos zonas encontradas entre los CDP 1535-1600 a los tiempos entre 1400-1450 mseg y 1650-1700 mseg. De acuerdo al gráfico el valor del intercepto P y el gradiente G, siguen tendencias iguales en cuanto a su constitución litológica por lo que se asignaron las relaciones de color gris a lo que pudiera ser arena-húmeda lutita. El color amarillo a la probable base de arena gas (zona 2), y el azul (zona 3) posible cima arena/gas.

De acuerdo con la tendencia seguida por zonas dibujadas en la Figura IV.A.1.b.13, corresponde a una curva de tipo 3, característica de las cuencas gasíferas del Golfo de México. En este caso no se correlacionó con ningún pozo, por las consideraciones que se tuvieron con los cambios de fasies, ya que de los pozos que se tienen en el área no fueron productores comerciales de gas, aunque tuvieron manifestaciones a ciertos intervalos.

#### **IV.A.1.c. MODELADO E INVERSIÓN DE AVO EN LA L-10436.**

Los modelos se deberán basar en velocidades y densidades locales, necesarias para confirmar la respuesta de AVO de los casos deseados o no, que sean verdaderamente confiables de los datos sísmicos disponibles en el área. A fin de modelar la respuesta esperada de AVO de un objetivo sin perforar, las velocidades de las ondas P, S y las densidades deberán estimarse para las litologías anticipadas. Los tres parámetros son necesarios para resolver las ecuaciones de Zoeppritz. La velocidad de la onda P normalmente es registrada en la forma de un registro sísmico en un pozo cercano al área.

Ya que en este estudio no se contaba con registro de densidad, se calculó con la ecuación de la fórmula de Gardner (1974). El tercer parámetro, la velocidad de la onda S, se calculó con la ecuación de la relación de Castagna (1985), a partir del registro sísmico.

El modelado sísmico se realizó con el uso del algoritmo de trazado de rayos, que calcula la solución de las ecuaciones de Zoeppritz, para cada capa que produce una serie de coeficientes de reflexión en cada par fuente-receptor, que es convolucionado con una ondicula (extraída de los datos sísmicos estadísticamente). Aunque el software usado en este estudio, contiene también el programa de onda elástica completa, sólo se usó como un mero ejercicio para corroborar la similitud en las respuestas de las curvas de amplitud.

La salida del programa de modelado elástico difiere del de trazado de rayos, en que éste es una solución a las ecuaciones de Zoeppritz, y las amplitudes son en la dirección de propagación. El modelado elástico normalmente da un vector de amplitud, tal como un desplazamiento vertical, medido en la superficie después de la propagación a través del modelo. En incidencia normal, el desplazamiento vertical iguala al coeficiente de reflexión, pero el desplazamiento vertical decrece en forma relativa al desplazamiento en la dirección de propagación de onda. En un incremento del offset fuente-receptor hay una variación en la amplitud, en la generación de CMP gathers sintéticos usando el modelado elástico, no varía. Por lo que es mejor usar el de trazado de rayos en gathers sintéticos para el mismo modelo de entrada.

En esta línea se trabajó el modelado con dos pozos, el Marte R. Gómez-1 y el Acuario-1 en el mismo intervalo de CDP. Con el objeto de reforzar la respuesta de anomalía dada por la sísmica y que sirviera de empare con las zonas de interés registradas en ambos pozos. Este modelado de AVO se hizo con el propósito de tener una idea cualitativa en la dirección y magnitud del gradiente de AVO de la reflexión objetivo. Un empare cuantitativo entre el modelo predictivo basado en pozos cercanos y CMP gathers usados en la evaluación del prospecto pueden ser difíciles de lograr.

En ambos pozos, únicamente se trabajó con el registro sísmico, por lo que a partir de éste se dedujeron los registros de Vs y de densidad. En modelado con el pozo Acuario-1, su valor, en el registro de densidad no se dejó como constante antes de iniciar el modelado inverso. Cuando la información de la velocidad de la onda S no está disponible, hacen ver que arenas extremadamente limpias tengan una relación de Poisson más baja, que las arenas con un significativo contenido de lutitas. Las medidas de las velocidades de la onda S en arenas limpias son necesarias para determinar la relación entre la calidad de la arena y las propiedades de las rocas. Las ecuaciones derivadas empíricamente de las relaciones de Vp y Vs, de las arenas a los cambios de porosidad y contenido de arcilla, muestran que las arenas porosas con bajo contenido de arcilla tengan relaciones de Poisson significativamente menores que las arenas con alto contenido de arcilla y baja porosidad (Allen and Peddy, 1995).

El super-gather formado en el CDP 1575 de la información sísmica del modelo, se forma a partir del apilado de 10 grupos de CDP's con offset común. De ahí se extrajo la ondicula característica, por métodos estadísticos, propios del software utilizado (Hampson and Galbraith, 1987). Para después convolucionarla con el sintético generado a partir de la información de los registros de pozos, llevando el resultado de esta

operación a un desplazamiento, con la finalidad de unir los picos de los reflejos de las trazas sintética y real en el intervalo de tiempo considerado de interés. El corrimiento del registro se hizo en profundidad (Fig.IV.A.1.c.14), después de lo cual se realizó el modelado por las ecuaciones de Zoeppritz.

El modelado se realizó del intervalo de 1350 mseg a 2100 mseg. El sismograma sintético generado del Modelado no puede ser usado para definir anomalías de amplitud, porque no está influenciado por los efectos de absorción, atenuación, etc.

El modelado realizado con el pozo Marte R. Gómez-1 (Fig.IV.A.1.c.15), se correlaciona muy bien con las zonas de anomalía marcadas en los dos intervalos de tiempo (1450 y 1650 mseg). El color azul muestra el registro original antes del corrimiento en profundidad.

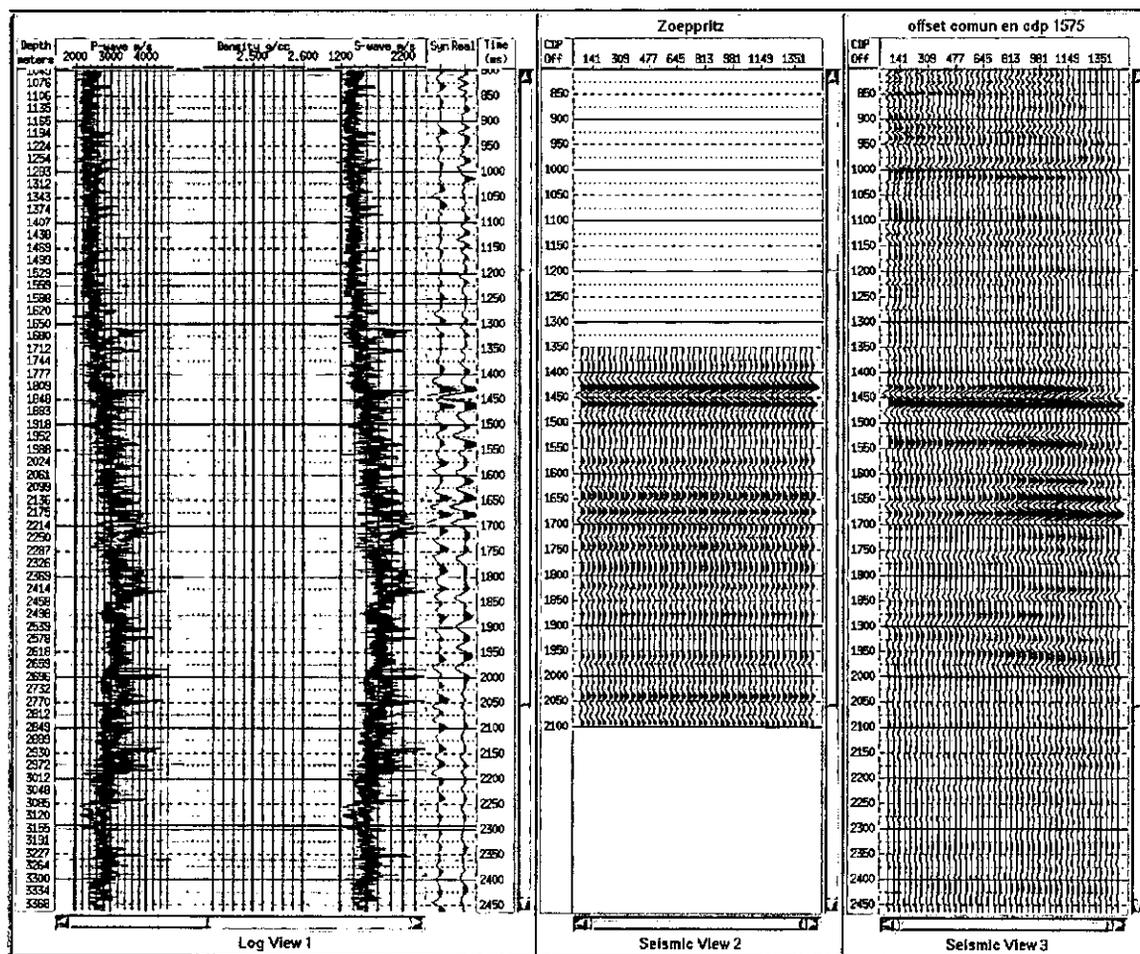


Fig.IV.A.1.c.15. Modelado con las ecuaciones de Zoeppritz y el pozo Acuario-1

La estimación de un modelo inicial se debe hacer usando toda la información confiable sobre la zona objetivo, incluyendo registros de pozos. El primer paso es hacer una interpretación para detectar los principales reflejos en una sección constante p. De esta interpretación, los tiempos de viaje de cada reflector en la zona objetivo, las velocidades de las ondas P, S y las densidades para cada capa se pueden estimar de la información confiable. En este caso se usaron los valores de los registros de pozo.

El modelo sólo se desarrolló a intervalos de tiempo cortos, dentro de la zona de interés, considerando que en el registro del pozo se observaba el cambio en el reflector dado por interpretación, facilitando así su correlación con la sísmica. El intervalo de tiempo en la sección modelada, se dio por la lejanía que en este caso el pozo Acuario-1, tenía a la línea sísmica (1200 mts), considerando los cambios de fasies laterales, dados en cuencas de ambientes de depósito fluvio-deltaicos.

Las discrepancias que se tienen entre la respuesta sísmica observada y la modelada está en los arreglos de fuente-receptor, donde los arribos de offset's lejanos están fuertemente atenuados. De hecho, ambos disminuyen sus velocidades con el decremento de la profundidad y en una capa de intemperismo de baja

velocidad los rayos refractados regresan a una trayectoria más vertical. Aún siendo para reflexiones someras la refracción no es suficiente para prevenir atenuación alguna en los offset's lejanos.

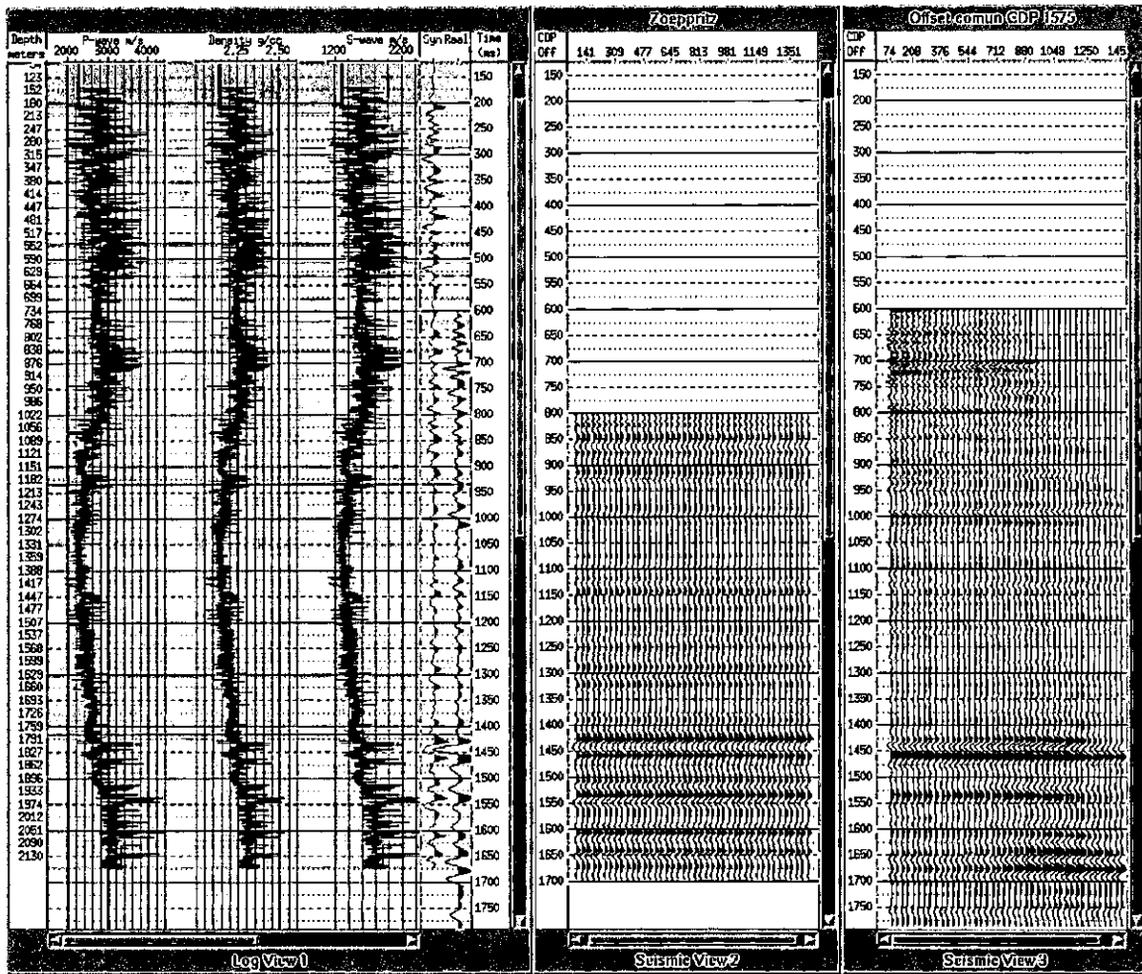


Fig.IV.A.1.c.16. Modelado con las ecuaciones de Zoepritz y el pozo Marte R. Gómez-1

#### IV.A.1.d. MODELO DE INVERSIÓN DE AVO.

Con la inversión se intenta construir un modelo cuantitativo que sea consistente con los datos sísmicos registrados. La idea es que si el modelo se asemeja a los datos reales, es como si tuviéramos la litología verdadera. Las dificultades involucradas en los resultados de inversión de AVO son poco alentadoras. No solamente los procesos de inversión encaran problemas universales de inversión sísmica, tales como de no ser únicos, también la entrada a los procesos de inversión de AVO, amplitudes que no pueden representar propiedades de las rocas para los cuales se realizó la inversión.

Con la inversión de los tiempos de viaje en la entrada se asegura que el algoritmo de inversión representa los correctos tiempos de viaje, la entrada de amplitudes sísmicas a la inversión de AVO puede no ser una buena representación de los coeficientes de reflexión. La alta calidad de los datos sísmicos y el excelente amarre con los pozos son requerimientos para el éxito de la inversión de AVO.

El modelo de inversión requiere conocer un modelo definido y los parámetros que él contiene. En nuestro caso se hizo el modelado en una dimensión, lo cual significa que tenemos una serie de capas de espesores variantes y parámetros litológicos. La inversión se realizó a través del proceso GLI o inversión lineal generalizada, porque ésta comienza por alguna suposición inicial de la respuesta y procede a redefinirla a través de una serie de pequeños pasos. Cada paso mejora el ajuste entre el dato sintético y el dato real.

Ya que el proceso de inversión no otorga una solución única éste se maneja en dos formas:

La primera, la suposición inicial tiene un impacto, porque el proceso de GLI tiende a encontrar soluciones cercanas a la suposición inicial.  
 Segundo, la función de correlación es balanceada en cada paso por una función consecuente la cual mide que tan cercano está el modelo de la suposición inicial.

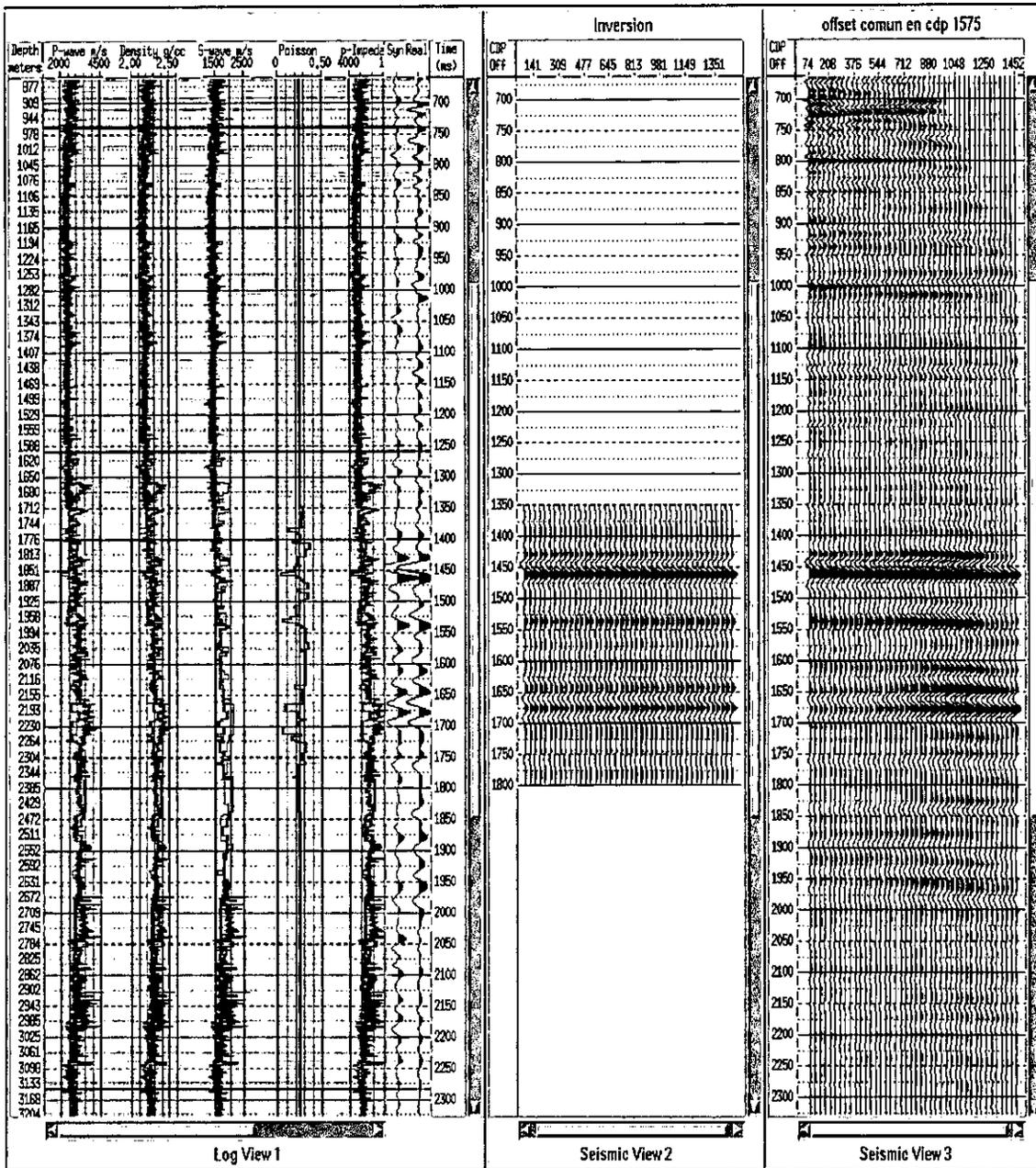


Fig.IV.A.1.d.17. Modelo de inversión con el pozo Acuario-1.

El objetivo de la inversión es ver si se puede deducir la presencia de gas por el análisis convencional de los datos sísmicos.

Antes de iniciar con la inversión los registros se remuestrearon en el sistema de bloques a cada 10 metros, con el propósito de producir un modelo simple que fuera la base para la inversión. Antes se extrajo la ondícula característica de la información sísmica real, calculada por el propio software a través de métodos estadísticos para convolucionarla con la traza sintética. El modelo resultante para el caso del pozo Acuario-1 se muestra en la Fig.IV.A.1.d.17.

El valor de la curva de correlación con el pozo Acuario-1 se muestra en la Fig.IV.A.1.d.18, que corresponde a uno cercano a 0.6, después de 3 interacciones.

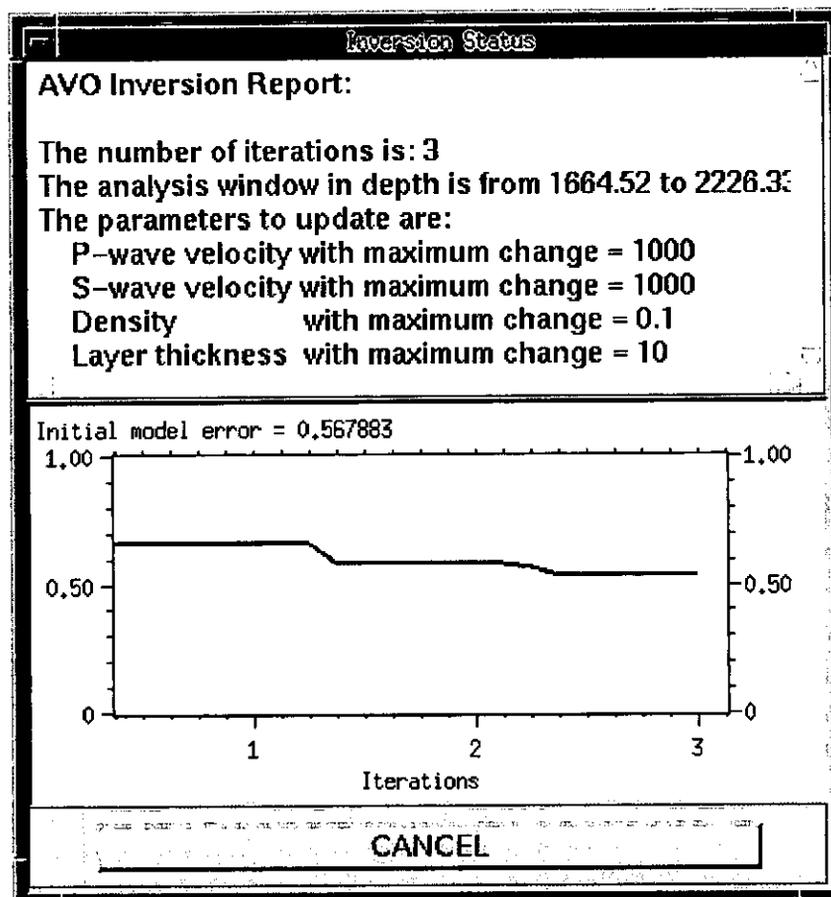


Fig.IV.A.1.d.18. Curva de respuesta del modelo de inversión al coeficiente de correlación.

Para el caso del pozo Marte R. Gómez-1 (Fig.IV.A.1.d.19), la respuesta al coeficiente de correlación fue un poco más baja, la cual se consideró como satisfactoria, si se toma en cuenta la distancia a la que se encuentra el pozo de la línea sísmica. El pozo Marte R. Gómez-1, tuvo una serie de manifestaciones a diferentes intervalos, que algunos de ellos no se probaron.

A partir del resultado del modelo de inversión (Fig.IV.A.1.d.20), se trazaron los horizontes correspondientes a los intervalos de tiempo y profundidad, siguiendo crestas y valles con la finalidad de extraer sus curvas de AVO de cada horizonte, considerándolos como cima y base alternativamente, analizando los coeficientes de reflexión y transmisión de la onda P.

En el pozo Marte R. Gómez-1, se realizó el análisis petrofísico con los registros de saturación de agua y porosidad efectiva a partir de los datos originales del pozo. Estos análisis mostraron que las zonas consideradas de interés en este estudio, se correlacionaban en los intervalos dados por el análisis petrofísico, con buenas características de porosidad y saturación de agua.

Los intervalos de interés se muestran en los dos pozos analizados es esta línea y tiene continuidad a través de la sección sísmica, lo que hace pensar en una estructura característica con poca variación litológica y que corresponde a un mismo intervalo de depósito en tiempo geológico, dentro de la formación Queen City.

Para el análisis de AVO, la conclusión de mucho interés está en que si la impedancia de la relación de  $V_p/V_s$  (relación de Poisson) cambia en la misma dirección a través de un reflector, el coeficiente de reflexión se incrementa. Si la impedancia y la relación de Poisson cambian en diferentes direcciones, resulta en un decremento en el coeficiente de reflexión. En el caso de no haber cambios en la relación de Poisson, se considera que la respuesta de AVO es plana. Con esta serie de ideas en mente se hizo el análisis de las curvas de AVO, producto de la inversión.

La presencia de pequeños porcentajes de gas en una roca porosa como las areniscas, reduce la velocidad de la onda P de una roca, cuando la velocidad de la onda S en realidad se incrementa ligeramente en altas saturaciones de gas. Las arenas con gas tienen relaciones de Poisson abajo de 0.2; las arenas húmedas y las lutitas tienen mucha más alta relación de Poisson (en el rango de 0.25 a 0.40).

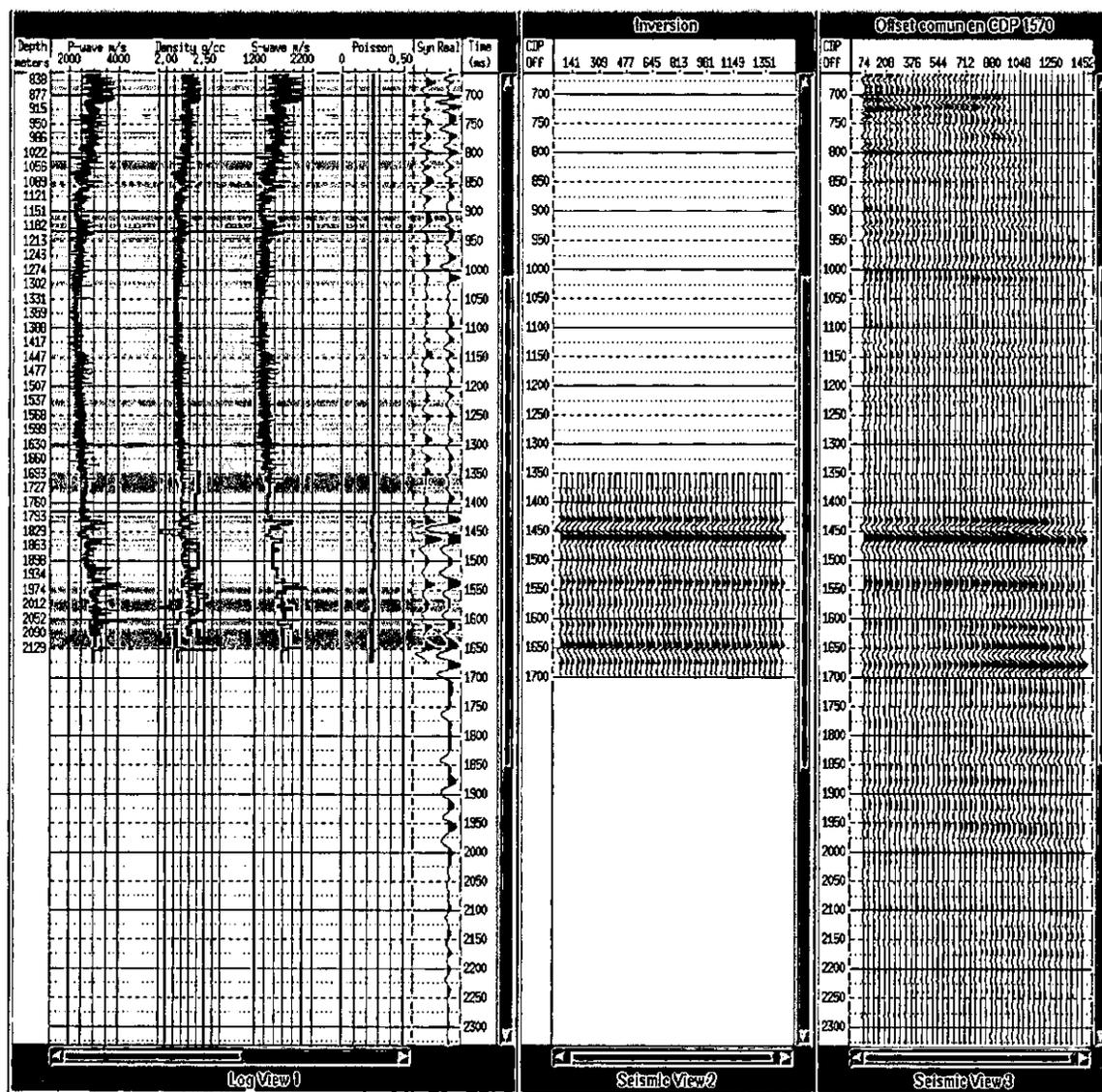


Fig.IV.A.1.d.19. Modelo de inversión con el pozo Marte R. Gómez-1.

En las figuras siguientes se muestran las curvas de AVO, en su respuesta sísmica real y en la producida por la inversión con la intención de comparar las semejanzas de cada una. Es muy difícil predecir el comportamiento litológico cuando se tienen cambios fuertes en la distribución de facies en forma lateral. Lo que se puede esperar, es que el comportamiento de las curvas sea congruente con la respuesta sísmica. Los saltos esperados en los registros, los cuales fueron calculados con aproximaciones -en nuestro caso, el de densidad y de onda S- puedan ser debidos realmente a cambios en la constitución de la roca. Las anomalías observadas por los atributos descritos anteriormente, quizá tengan una correlación directa con el comportamiento litológico del subsuelo y se pueda a través de este apoyo corroborar la existencia real de gas.

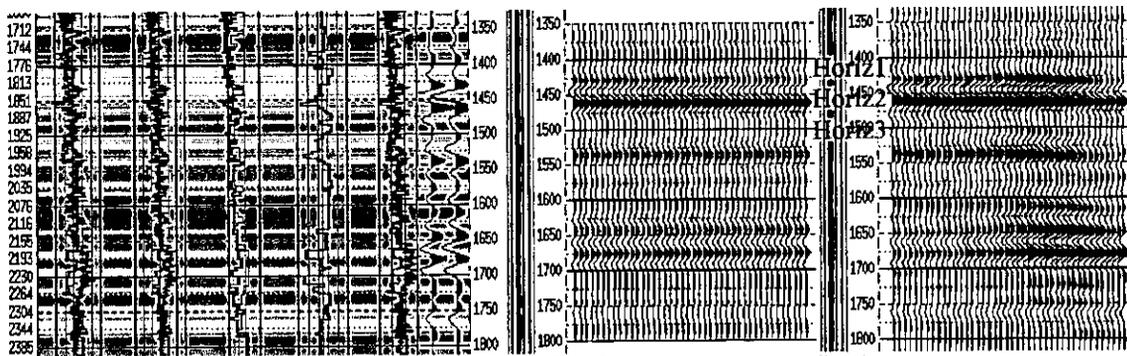


Fig.IV.A.1.d.20. Localización de los horizontes analizados.

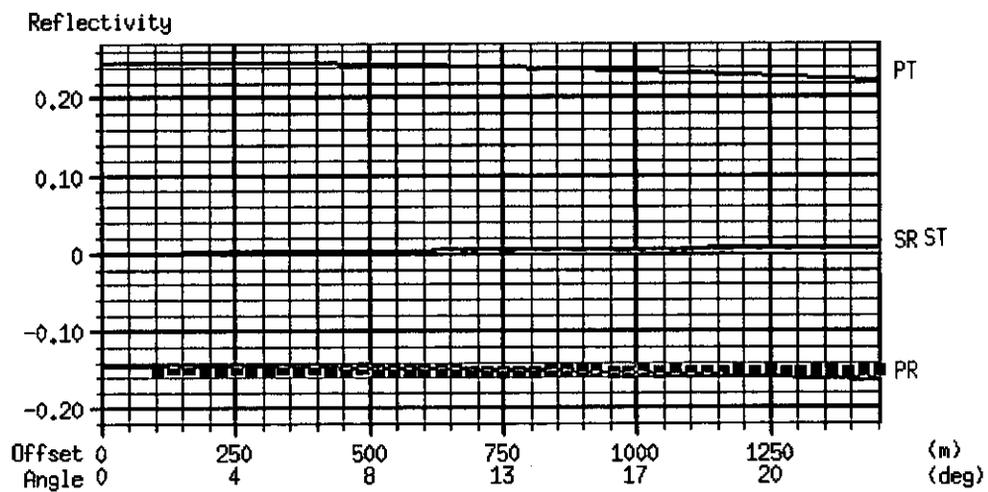
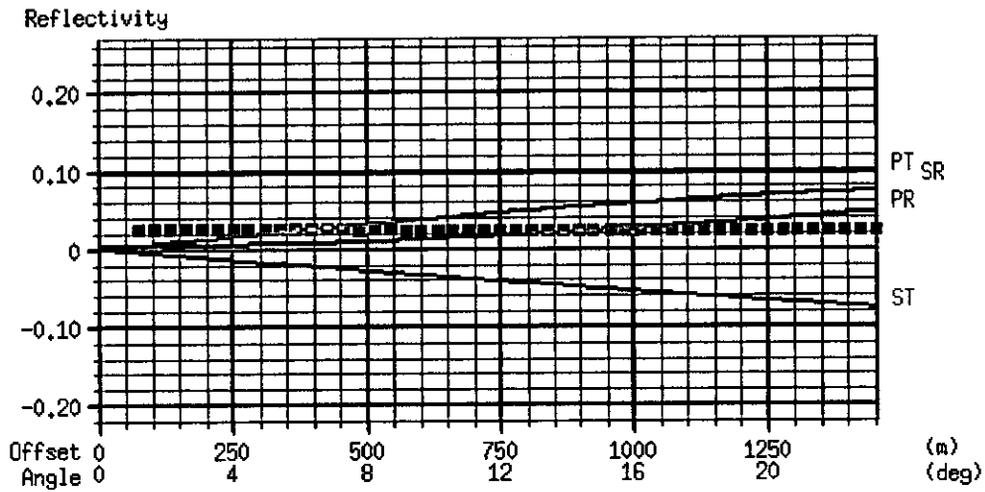


Fig.IV.A.1.d.21. Curvas de AVO dentro de la capa de intervalo del horizonte 1.

El salto observado en el valor de la onda P (1446-1448 msec), se puede considerar como una zona de arena con gas por su alta velocidad y baja densidad. Es decir, si las velocidades se incrementan y la relación de Poisson decrece a través del límite lutita/arena, la amplitud normalmente decrece con el offset.

Los problemas en la detección de gas pueden ocurrir si la velocidad de la onda P y la densidad son anormalmente bajas, tendiendo a aplanar las amplitudes. El aplanamiento puede ocurrir también, debido a los efectos de transmisión dependientes del offset de arenas con gas sobreyacentes.

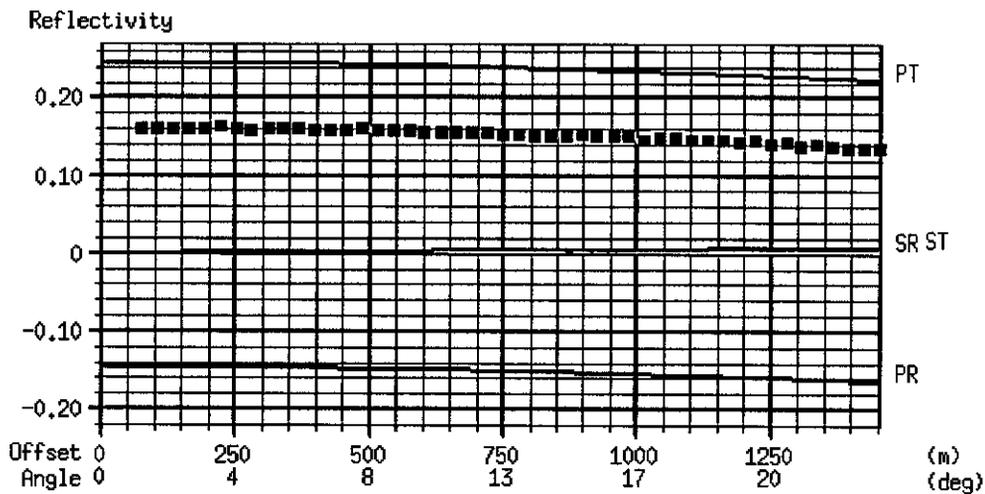
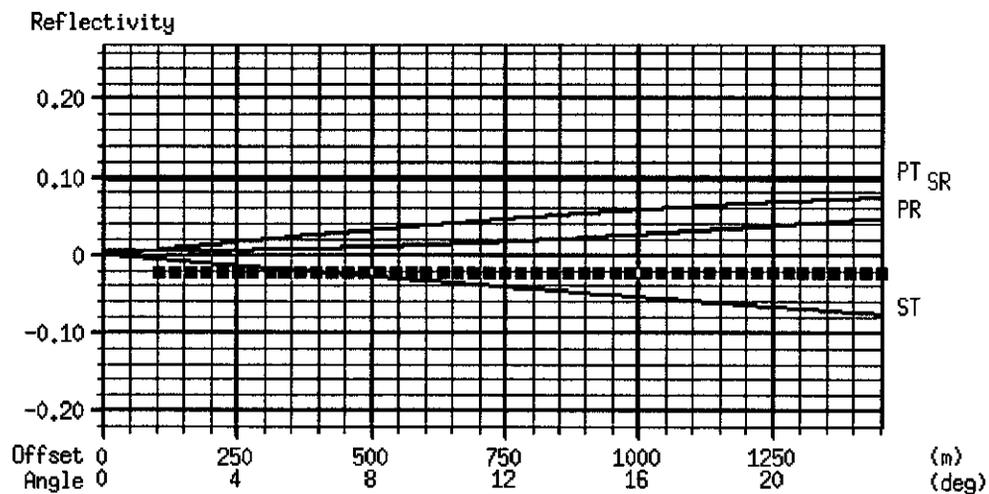


Fig.IV.A.1.d.22. Curvas de AVO dentro de la capa de intervalo del horizonte 2.

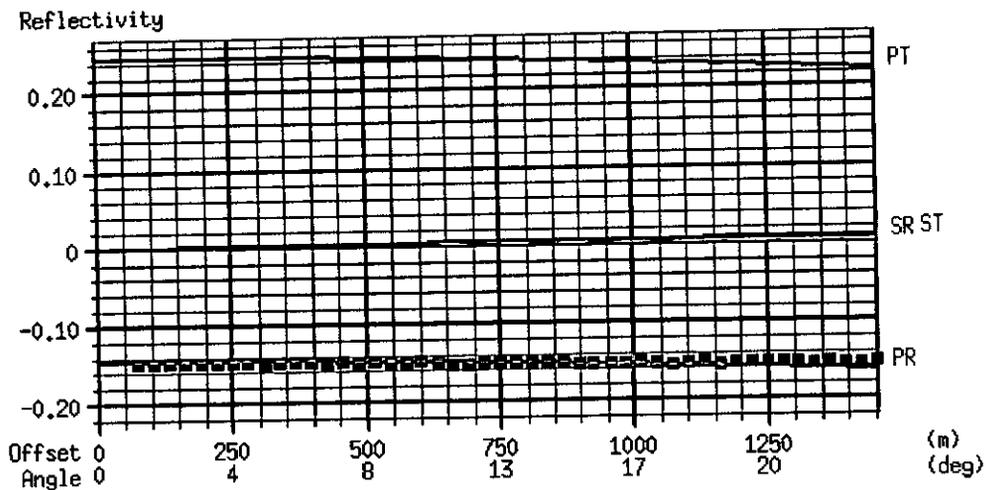
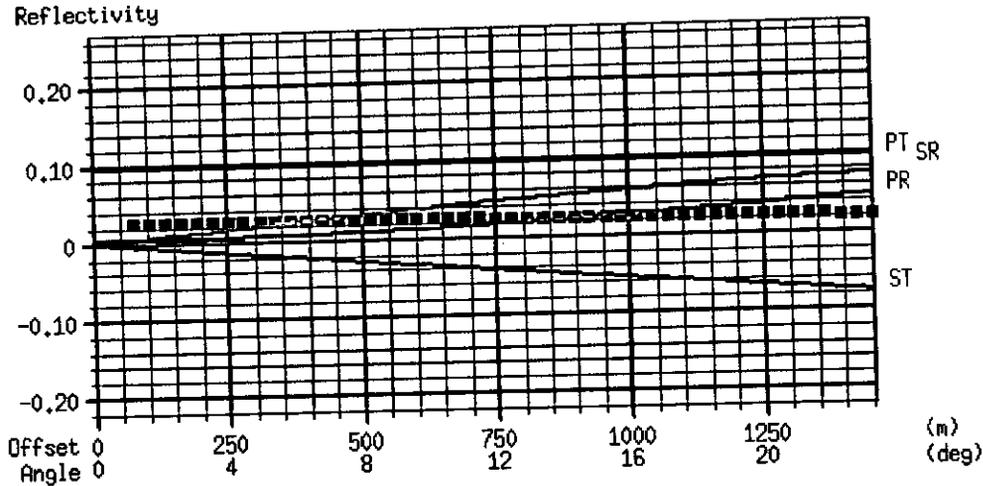


Fig.IV.A.1.d.23. Curvas de AVO dentro de la capa de intervalo del horizonte 3.

Dentro del intervalo correspondiente al horizonte 2, se denota claramente el efecto anómalo de la reflectividad. La línea discontinua de color negro corresponde al horizonte real, la línea continua de color rojo al resultado dado por la inversión. El salto del valor real de la reflexión de la onda P, en la base del horizonte 2, quizás corresponda a la falta de correlación entre el valor real y el sintético durante la inversión, de cualquier forma se denota claramente el efecto de anomalía de AVO, en un intervalo con características de arena con gas.

Cada uno de los gráficos presentados, corresponde a una capa formada entre dos horizontes (cima y base), donde el gráfico superior es el horizonte sobreyacente y el inferior es el horizonte subyacente. El intervalo de tiempo del horizonte 2, está entre 1446-1448 mseg, a un intervalo de profundidad de 1800-1830 mts.

Las figuras siguientes corresponden a los gráficos cruzados de las diferentes variables, calculadas por el proceso de inversión. Basados en las tendencias de los gráficos, el comportamiento de AVO entre interfases litológicas se puede graficar cuantitativamente en planos A-B, donde A y B son los coeficientes de reflexión angular desde una interfase plana entre dos medios elásticos (Aki y Richards, 1980).

$$R_{pp}(\theta) = A + B \text{sen}^2\theta$$

Donde  $R_{pp}$  es el coeficiente de reflexión P-P como una función del ángulo de incidencia  $\theta$ . A y B están relacionadas a las propiedades elásticas de los dos medios a través de la interfase.

AVO Cross Plot

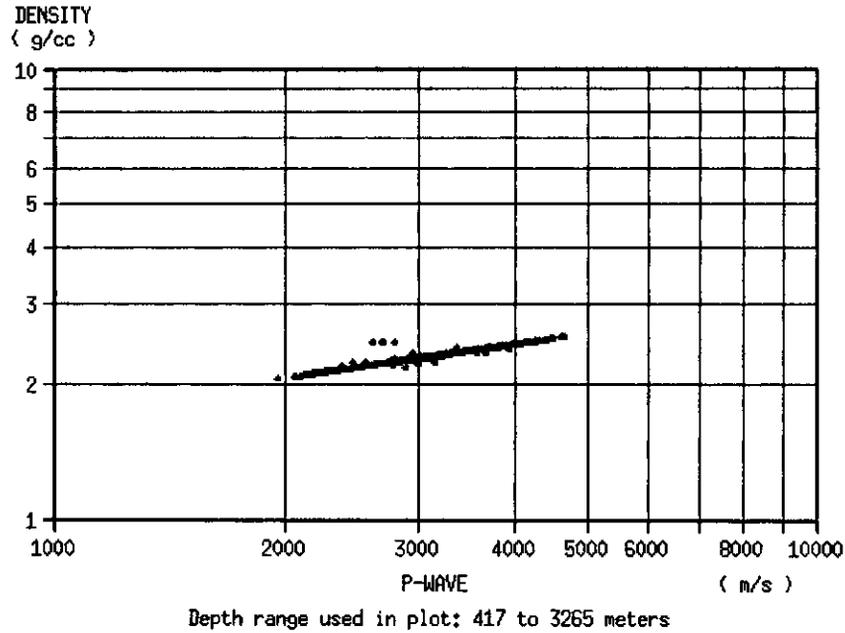
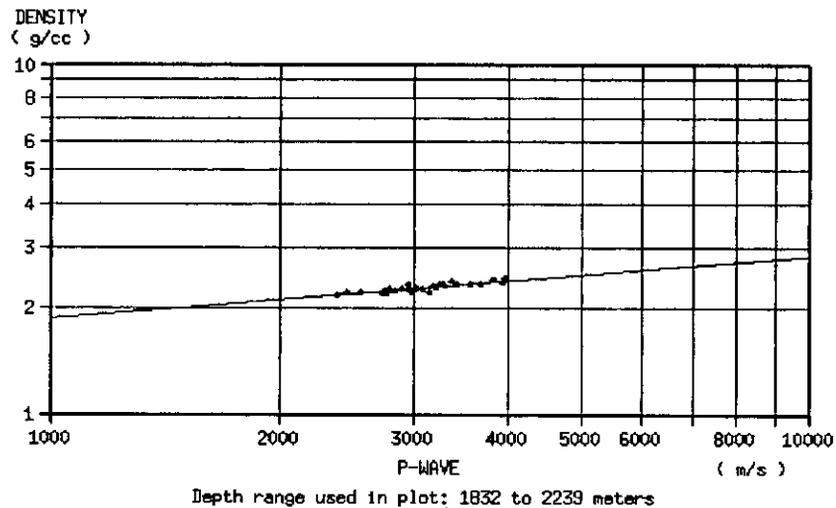


Fig.IV.A.1.d.24. Gráfico de Densidad vs Onda P con el Pozo Acuario-1

AVO Cross Plot



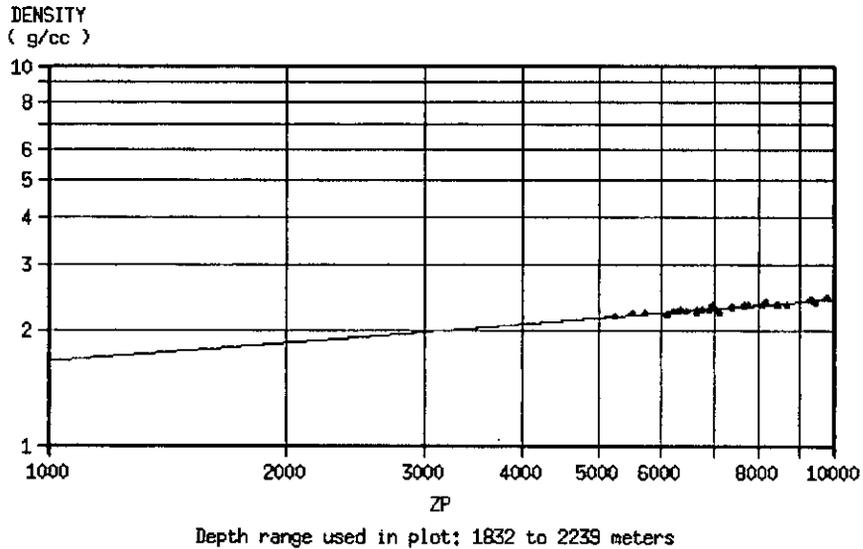
EXPONENTIAL REGRESSION CURVE:

$$\text{DENSITY} = 0.5462 * \text{P-WAVE} ^ 0.1796$$

Depth Range used in Regression Analysis: 1832 to 2239 meters

Fig.IV.A.1.d.25. Gráfico de Densidad vs Onda P con el Pozo Acuario-1 al intervalo de interés.

AVO Cross Plot



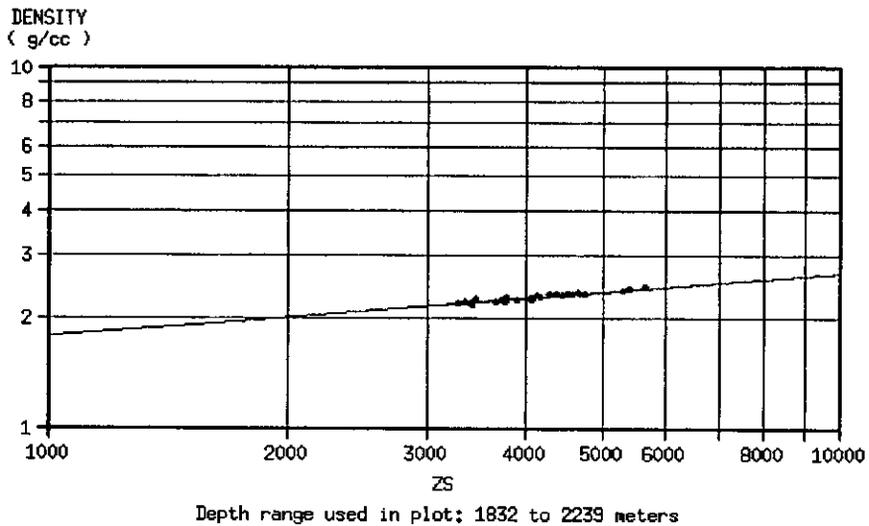
EXPONENTIAL REGRESSION CURVE:

$$\text{DENSITY} = 0.5405 * \text{ZP} ^ 0.1639$$

Depth Range used in Regression Analysis: 1832 to 2239 meters

Fig.IV.A.1.d.26. Gráfico de Densidad vs Impedancia Acústica de la Onda P con el Pozo Acuario-1 al intervalo de interés.

AVO Cross Plot



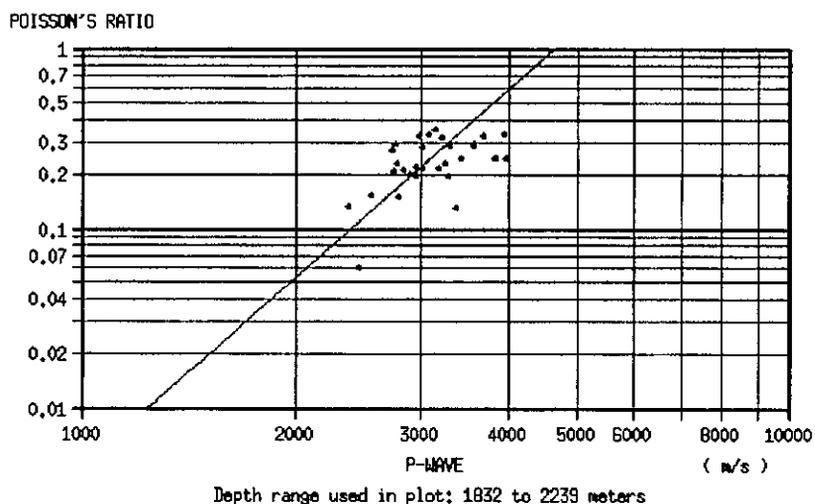
EXPONENTIAL REGRESSION CURVE:

$$\text{DENSITY} = 0.5462 * \text{ZS} ^ 0.1733$$

Depth Range used in Regression Analysis: 1832 to 2239 meters

Fig.IV.A.1.d.27. Gráfico de Densidad vs Impedancia Acústica de la Onda S con el Pozo Acuario-1 al intervalo de interés.

AVD Cross Plot



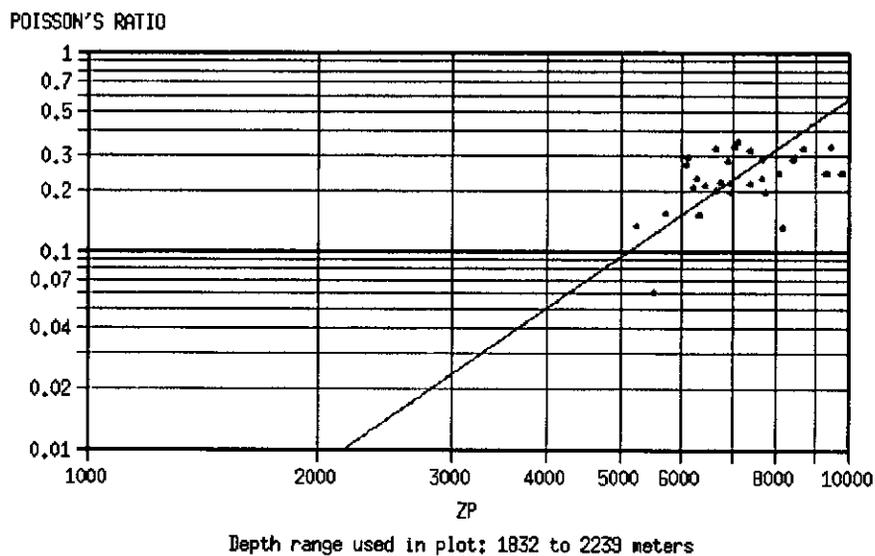
EXPONENTIAL REGRESSION CURVE:

$$\text{POISSON'S RATIO} = 1.768\text{e-}13 * \text{P-WAVE} ^ 3.481$$

Depth Range used in Regression Analysis: 1832 to 2239 meters

Fig.IV.A.1.d.28. Gráfico de Relación de Poisson vs Onda P con el Pozo Acuario-1 al intervalo de interés.

AVD Cross Plot



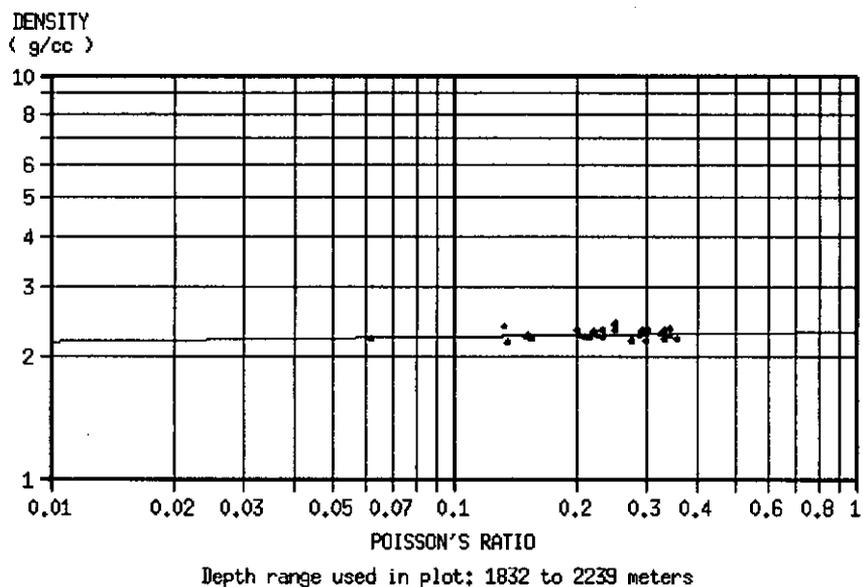
EXPONENTIAL REGRESSION CURVE:

$$\text{POISSON'S RATIO} = 1.357\text{e-}11 * \text{ZP} ^ 2.661$$

Depth Range used in Regression Analysis: 1832 to 2239 meters

Fig.IV.A.1.d.29. Gráfico de Relación de Poisson vs Impedancia Acústica de la Onda P con el Pozo Acuario-1 al intervalo de interés.

AVO Cross Plot



EXPONENTIAL REGRESSION CURVE:

$$\text{DENSITY} = 2.336 * \text{POISSON'S RATIO} ^{0.01223}$$

Depth Range used in Regression Analysis: 1832 to 2239 meters

Fig.IV.A.1.d.30. Gráfico de Densidad vs Relación de Poisson con el Pozo Acuario-1 al intervalo de interés.

Estos gráficos sólo corresponden al intervalo de interés, limitado a la ventana del sismograma producto de la inversión, por lo que representan las propiedades litológicas. La conexión entre las tendencias petrofísicas para diferentes litologías y su expresión de AVO derivada de los registros, pueden usarse para inferir las variaciones propias de rocas y fluidos de los datos sísmicos (Yin, Batzle y Mosher, 1998).

#### IV.A.2. ESTIMACIÓN DE LOS ATRIBUTOS DE AVO EN LA LÍNEA 2024157.

En la línea sísmica 2024157, se observó del P.V. 501 al P.V. 1119, registrados con el sistema de vibrosismo NW-SE. El intervalo entre puntos vibrados de 50 metros, con un sistema de tendido bilateral de 240 canales con una separación de 25 metros y una longitud de grabación de 6 segundos. El offset más cercano se localizó a 87.5 metros y el más alejado hasta 3062.5 metros. La distancia entre detectores de 2.1 metros, con intervalo de 25 metros entre grupos.

El barrido fue lineal ascendente con frecuencia de 10-80 Hz, y longitud de barrido de 12 segundos. La observación se realizó con un sismógrafo Sercel SN 368 No. 200 y una razón de muestreo de 2 mseg. Filtros de grabación de: - 18 db/oct, 178 Hz, 72 db/oct.

La metodología para la estimación de los atributos AVO, fue similar a la línea anterior, basándose en las evidencias dadas por la continuación de su configuración estructural (plano anexo), dentro de la Formación Queen City y su correlación con el pozo Marte R. Gómez-1 (Fig.IV.A.2.1).

La dificultad presentada en esta línea fue mayor, por el hecho de encontrarse sobre el plano de una falla de crecimiento regional, complicando el amarre estructural y de anomalía, mostrado en la Fig.IV.A.2.2., en todo momento se cuidaron los efectos causados fuera del plano.

El amarre sugerido por interpretación se hizo con reserva debido a las limitantes que se presentan en líneas observadas de 2-D, considerando también, que los efectos de bordes en líneas que siguen el plano de falla y que a su vez resaltan el efecto anisótropo de la velocidad, pueden ser responsables que la localización del pozo pueda caer cerca pero fuera del yacimiento.

La zona de Fresnel es de tres dimensiones y puede presentar energía fuera del plano dentro de una sección, igualmente sucede en el caso de echado, particularmente en un evento dominante de alta amplitud la respuesta de la zona de Fresnel está presente fuera de la línea. Aún con la migración en 2-D de líneas con echado, no se pueden remover las contribuciones de la zona de Fresnel fuera del plano y los eventos de alta impedancia de eventos retirados de la localización real en el subsuelo del reflector pueden dominar aún la respuesta sísmica. La presencia de echado puede complicarse en datos de 2-D. Las arenas erráticas en formaciones como la Queen City hacen necesario considerar los efectos fuera del plano durante la evaluación del prospecto.

Después de realizado el modelado del ruido por la transformada de Radón en los grupos de CDP's gathers, se apiló la sección con ángulos menores de 30°, que corresponden al valor dado por la aproximación de Shuey, donde los valores de la velocidad de intervalo, necesarios para este cálculo, se extrajeron del campo de velocidad deducido de los análisis de velocidades posterior al DMO, usando la ecuación de Dix para transformar  $V_{rms}$  a  $V_{int}$ .

En la sección apilada con la envolvente de amplitud se observan diferentes zonas características de anomalías, pero considerando lo anteriormente señalado, se optó por analizar únicamente el CDP 1587, que es el punto de proyección del pozo Marte R. Gómez-1, siguiendo la continuación de la configuración estructural. Se decidió limitar el área de interés entre los CDP's 1490 y 1770. Como se puede observar en la Fig.IV.A.2.2, los CDP's posteriores al CDP 1587, delimitan sólo un área de interés muy chica, que termina en el cierre de la falla de crecimiento, que por su propia ubicación se considera atractiva para la localización de alguna anomalía que pudiera ser de interés, desde el punto de vista de entrapamiento de gas por sus características sísmico-estratigráficas.

Una vez ubicada la zona de interés se procedió a su análisis de secciones apiladas a diferentes ángulo y offset, para encontrar las limitantes que se tuvieron en la prospección sísmica, de acuerdo a los parámetros óptimos de operación con los que se observó esta línea y su posterior análisis de atributos de AVO.

El área de interés específica se ubicó entre los CDP's 1577-1597 y entre 1700 y 2000 mseg. En la Fig.IV.A.2.3, se analizan los CDP gathers convertidos a distancia-ángulo, donde se observan las anomalías de amplitud en los tiempos específicos. Los gathers indican que las reflexiones tienen un incremento suave en amplitud como una función del ángulo de incidencia. Los ángulo-gathers tiene la apariencia de incremento suave de la amplitud debido a la mezcla de trazas en la creación de los gathers. En el CMP gather en la misma localidad Fig.IV.A.2.2, la relación s/r es más baja que en el ángulo-gather, ya que no se ha aplicado ninguna mezcla a este gather, aunque algunas veces no se vea incremento en la amplitud en un gather de CMP.

Como ya se dijo la adquisición sísmica mide las amplitudes como una función del offset fuente-receptor, si bien las ecuaciones de Zoeppritz y sus aproximaciones relacionan los coeficientes de reflexión o amplitudes a ángulos de incidencia, con el trazo de rayos a través de un modelo de velocidad se producen pares de tiempo-offset para un ángulo dado que puede ser visto como un apilado en ángulos (Fig.IV.A.2.4) o en un apilado en

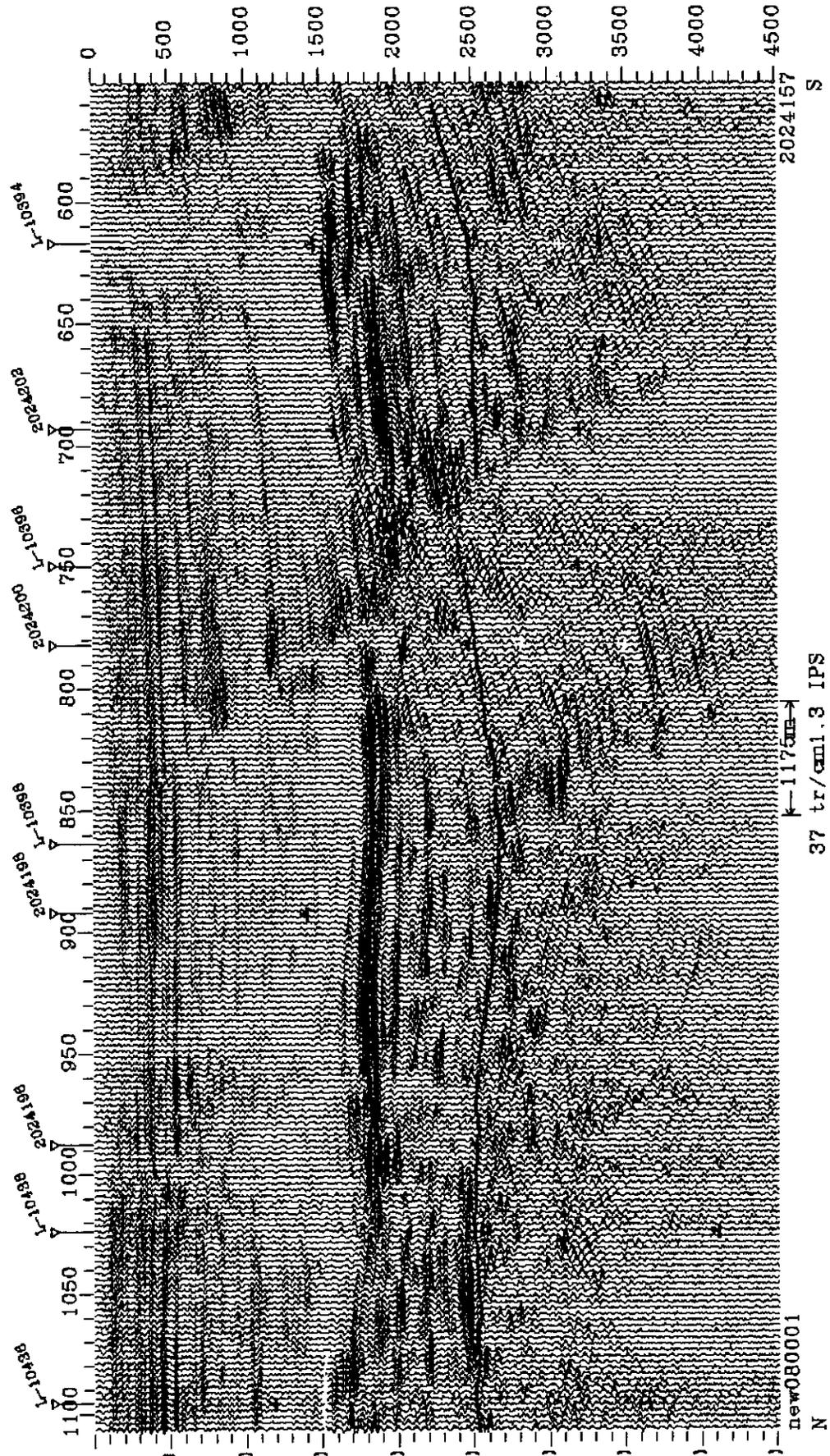


Fig IV.A.2.1. Sección sísmica interpretada y correlacionada con los pozos cercanos.

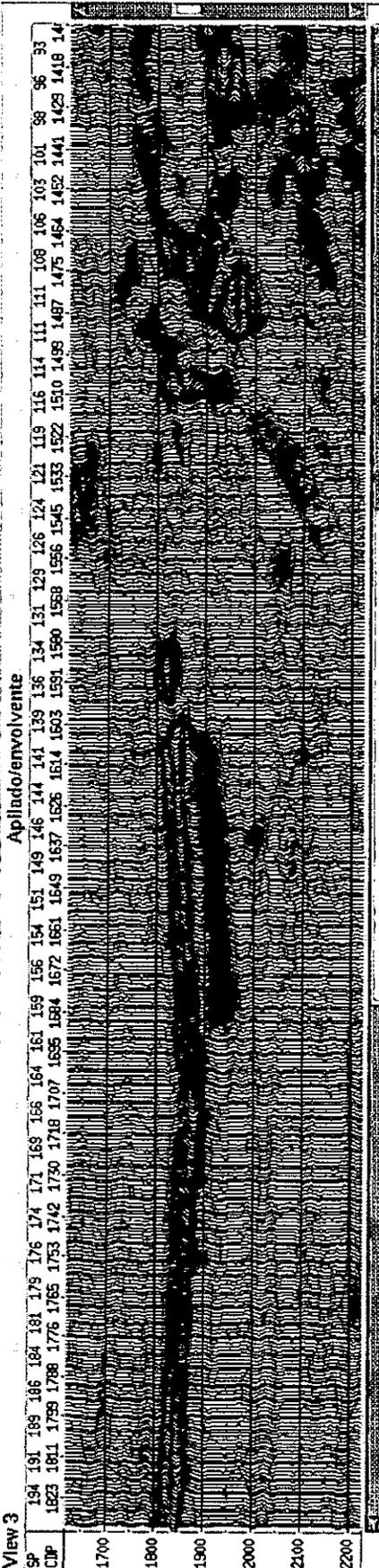
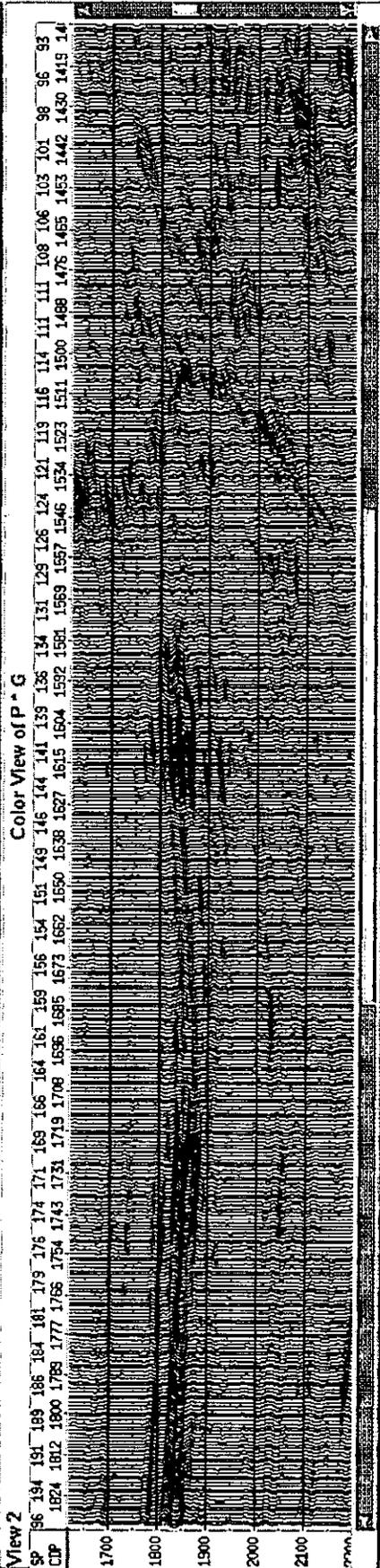
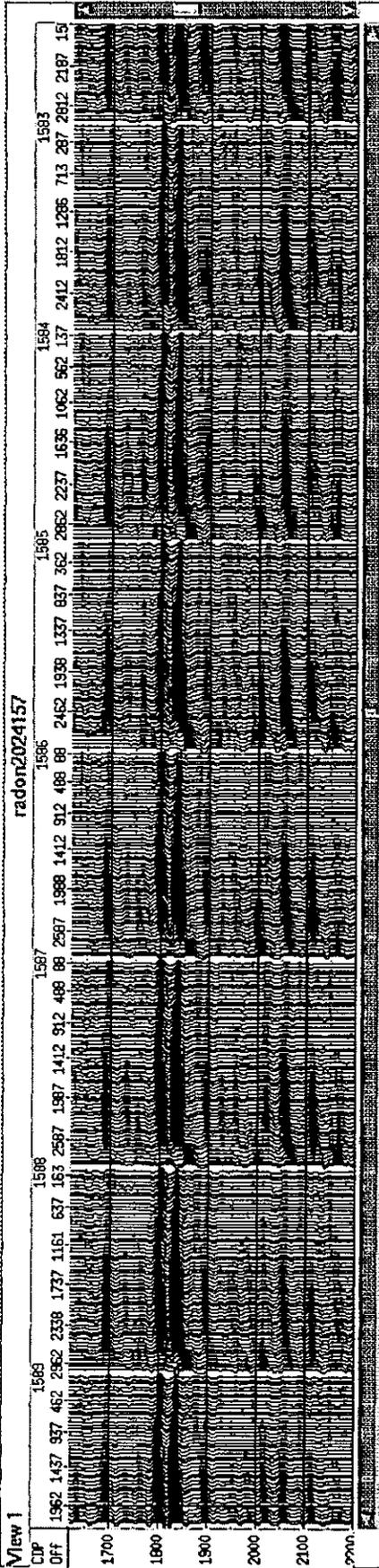


Fig.IV.A.2.2. Sección aplada con envolvente de amplitud y atributo de AVO P\*G.

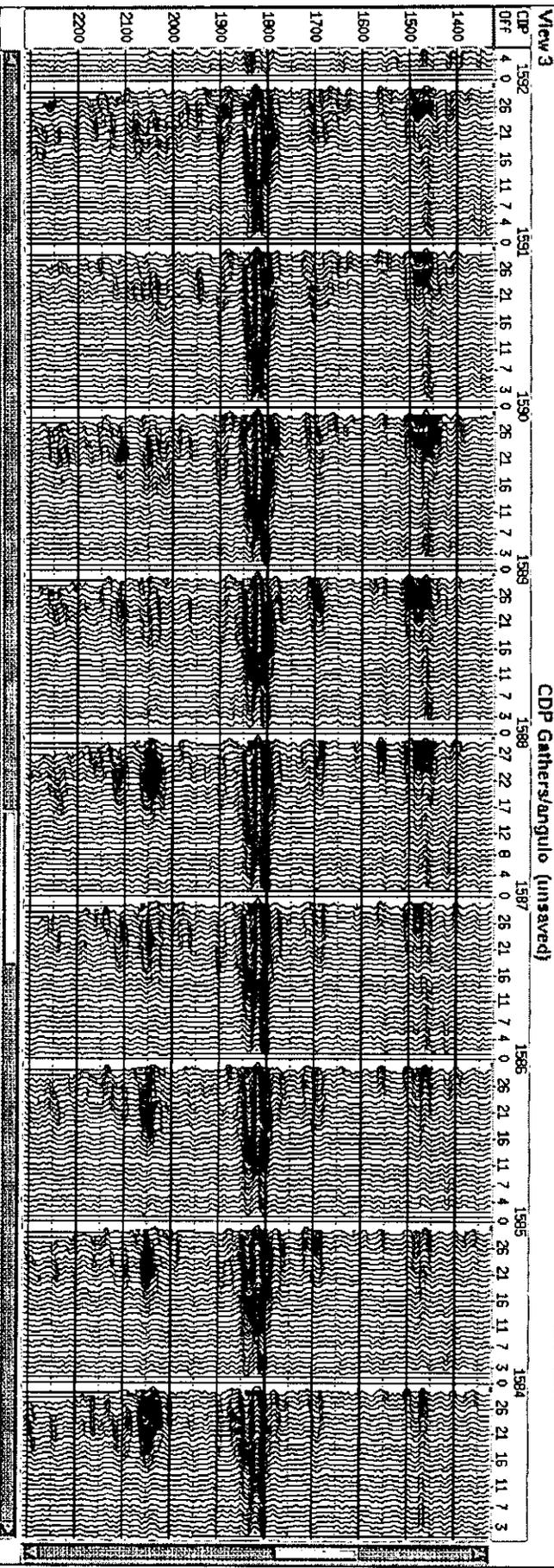
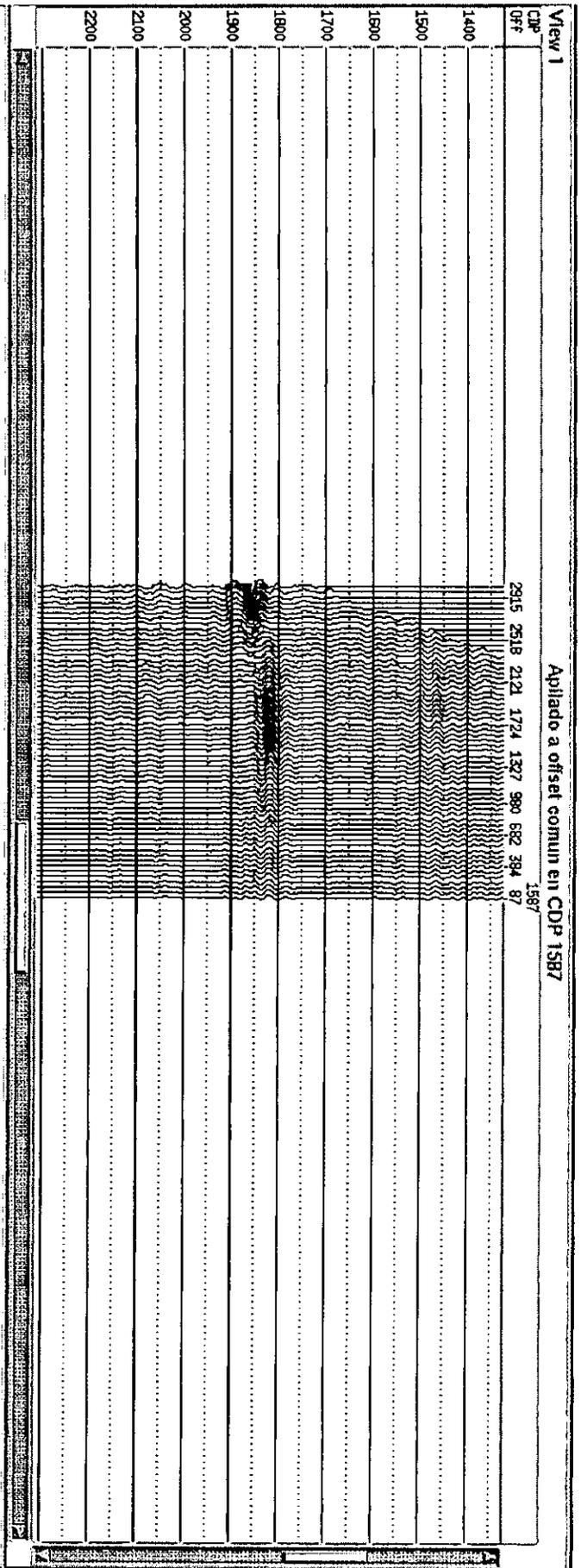


Fig.IV.A.2.3:CDP gathers en distancia/ángulo.

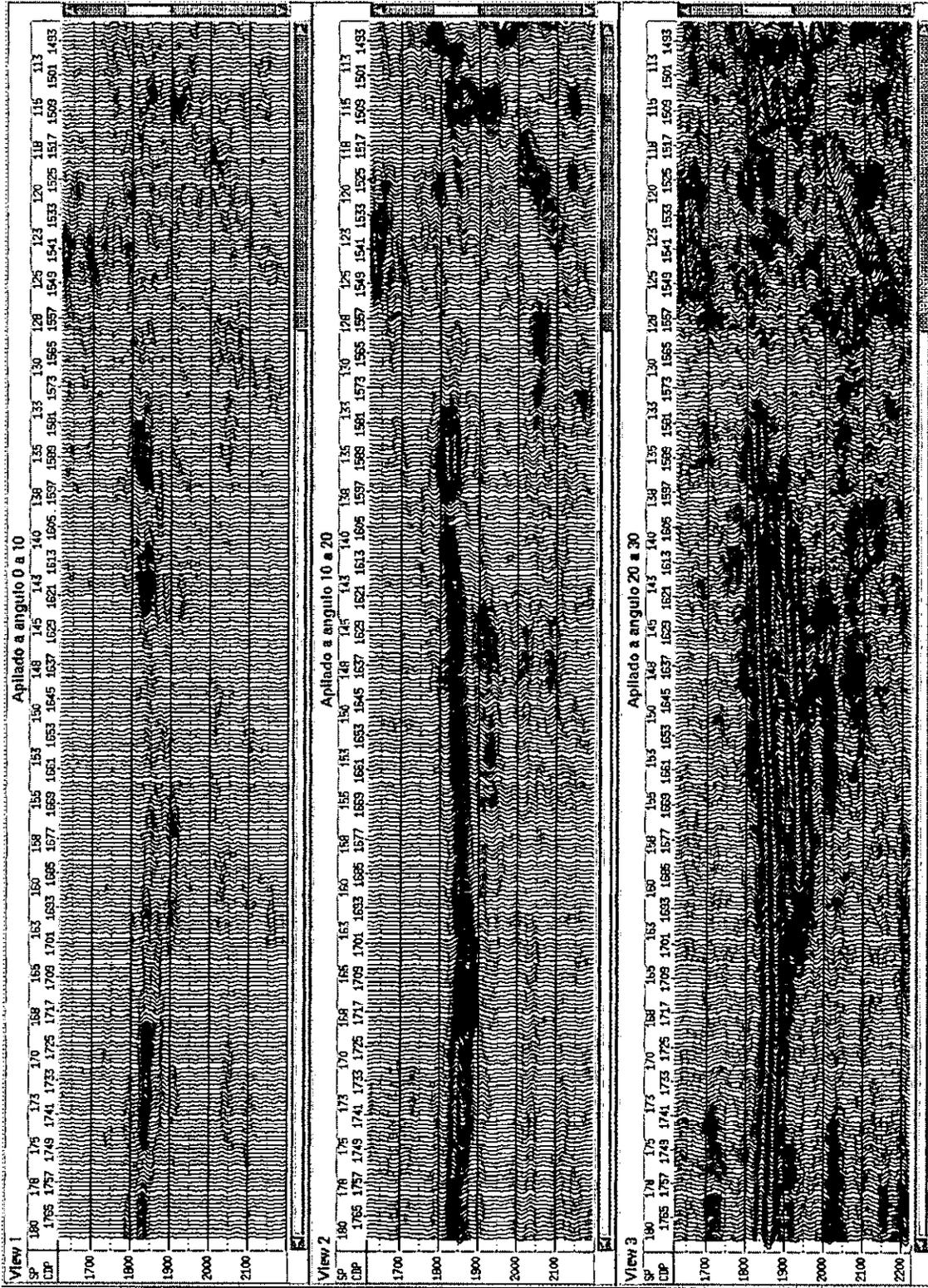


Fig.IV.A.2.4. Sección apliada a diferentes ángulos comunes en L-2024157.

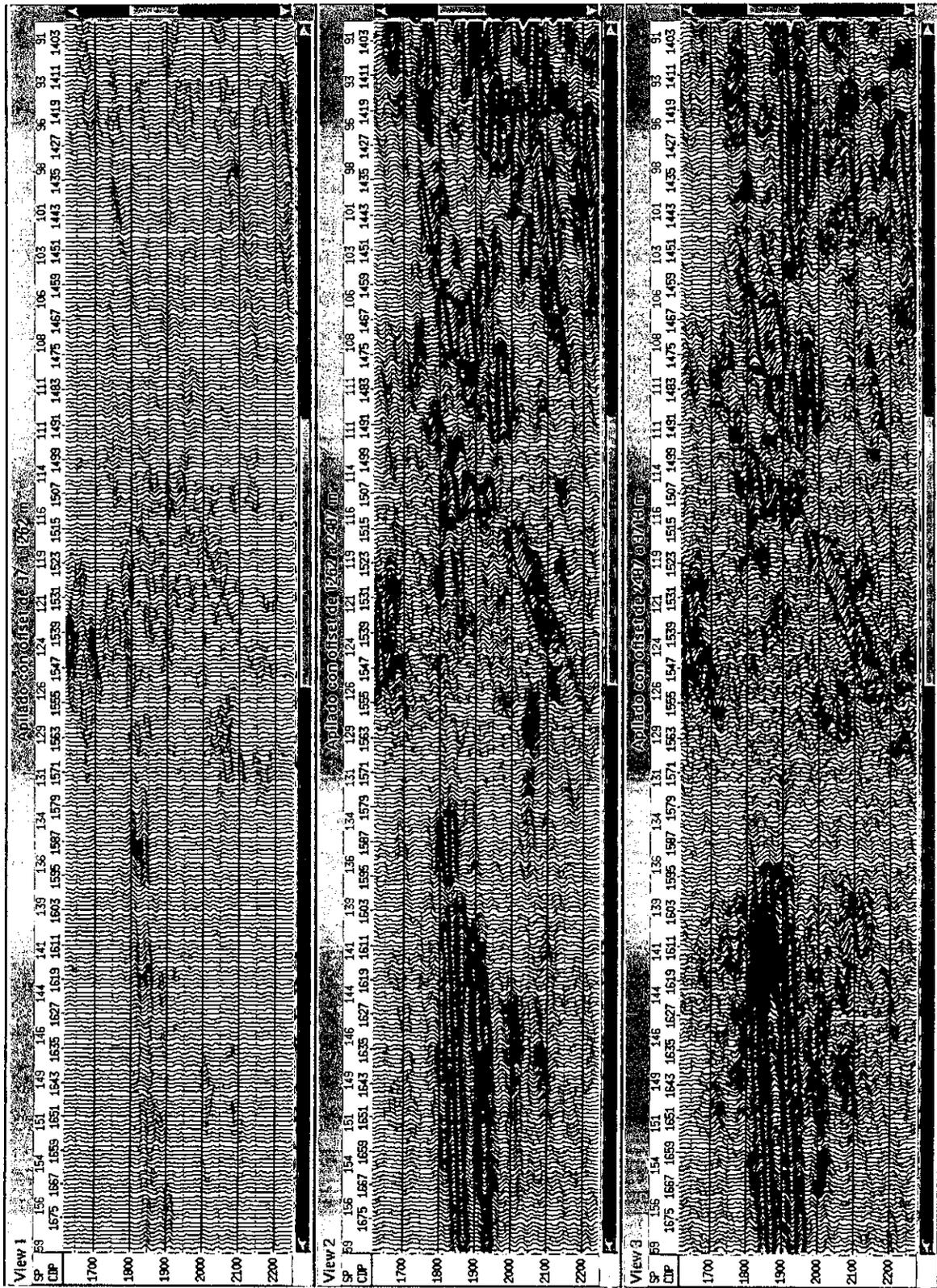


Fig.IV.A.2.5. Sección apliada a diferentes offset's comunes en L-2024157.





offset (Fig.IV.A.2.5). Ambos apilados parten de la ventaja de mejorar la relación s/r a través del apilado y la habilidad de comparar la reflexión objetivo con otros eventos en la sección.

Un reconocimiento para la búsqueda de anomalías de AVO en grandes volúmenes de datos como en el caso de esta línea, se puede hacer por el simple reconocimiento de las trazas lejanas en apilados de offset para eventos de alta amplitud. En el muestreo dentro de la ventana del ángulo se suman para dar los apilados que contienen solamente un rango específico de gathers en ángulo. Un proceso similar se sigue para ángulo-gathers. Si se usan los apilados en ángulo o los ángulo-gathers, los gathers de los CMP serán confiables para la comparación. Los ruidos coherentes o las bandas de trazas ruidosas pueden no aparecer en los gráficos de ángulo. Una falsa anomalía de AVO puede estar compuesta nada más de amplitudes de ruido sin balancear que se puede interpretar como un posible indicador de hidrocarburo.

El super-gather, es el más poderoso reductor de ruido, por consiguiente el apilado parcial en trazas de CMP gathers es un método efectivo para lograr mejorar la calidad de los datos, sin cambiar su amplitud relativa. En la Figura IV.A.2.6, se muestra el super gather en offset, que en esta línea se realizó considerando 10 CDP (cinco a cada lado del CDP 1587). De igual forma en la Figura IV.A.2.7, se muestra el super-gather formado en ángulo común. La intención del gráfico de super-gather en offset es también con la finalidad de usarlo en el modelado.

#### IV.A.2.a. INTERPRETACIÓN DE LOS ATRIBUTOS DE AVO EN LA LÍNEA 2024157.

Las secciones presentadas en color ayudan a juzgar las amplitudes relativas y un conjunto de gráficos de CMP gathers en color pueden ser fácilmente examinados para identificar cualquier evento anómalo. Los gráficos de reflexión del gradiente de amplitud como una función del ángulo o del offset, son útiles para juzgar la fuerza relativa de una anomalía de AVO con otros eventos en una sección sísmica.

Muchas de las dificultades inherentes en los análisis de AVO quizá sean eludidas por la comparación de la respuesta de AVO en la reflexión objetivo a la respuesta de AVO de otra reflexión en el CMP no relacionado a hidrocarburos. Las pérdidas por transmisión, efectos de los arreglos, variaciones en los acoplamientos de fuente-receptor, divergencia esférica y muchos otros factores que pueden cambiar la respuesta de AVO de una reflexión pueden ser similares en ambos objetivos y reflexiones de referencia, de modo que cualquier diferencia en la respuesta de AVO de las reflexiones deberá ser debida a una diferencia en las propiedades a través de los dos reflectores.

El objeto de la técnica de AVO es el extraer los parámetros elásticos de las capas y las características de las capas del subsuelo desde las mediciones sísmicas. Mucho del trabajo reportado en este campo es de naturaleza cualitativa (distinguir entre litologías relacionadas a hidrocarburos y litologías relacionadas a puntos brillantes).

La interpretación de los atributos de AVO, se facilita por los gráficos cruzados de los valores del intercepto y el gradiente o  $A*B$  ( $NI*G$ ), donde  $A$  también es conocida como el coeficiente de incidencia normal y  $B$  el valor estimado del gradiente de amplitud o el cambio en la relación de Poisson, calibrados de modo tal que un producto positivo genera una anomalía en el gráfico. Aunque el producto  $A*B$  no produce una anomalía cuando se usa para predecir en arenas de alta impedancia porque el producto puede ser negativo. De ahí la necesidad de apoyarse en atributos relacionados en diferentes operaciones aritméticas.

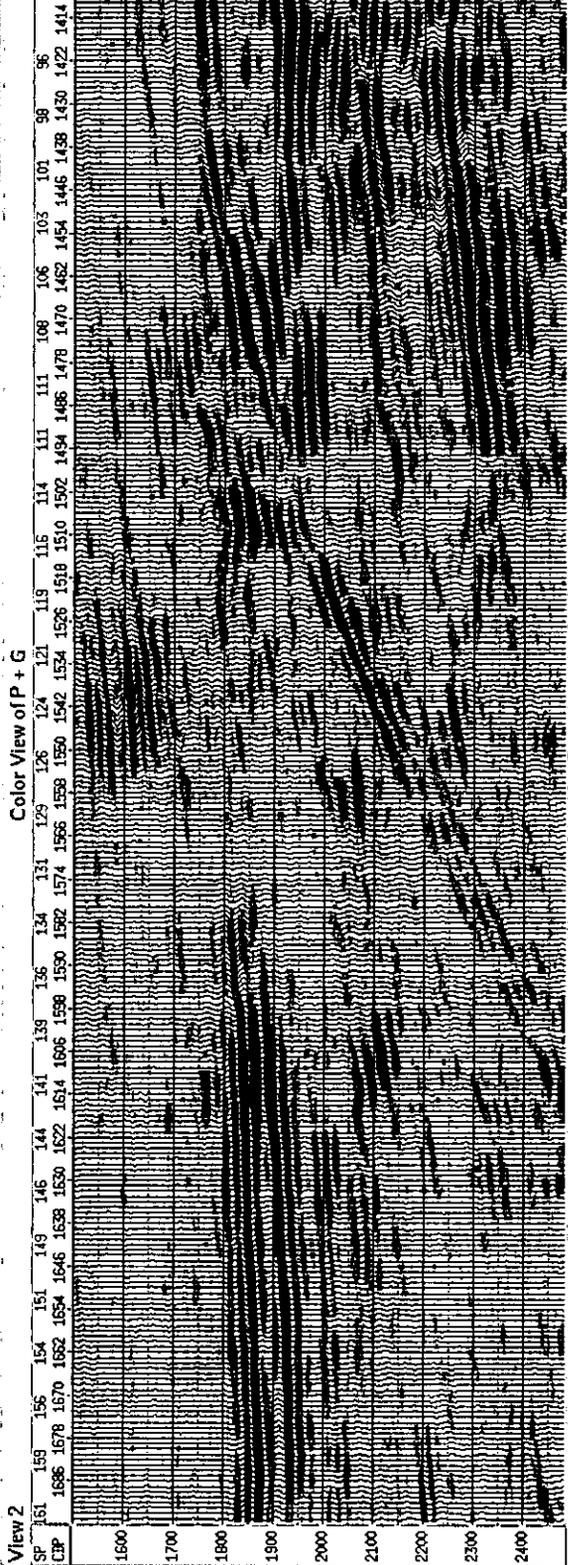
En la Figura IV.A.2.a.8, se muestran los atributos de  $P + G$  y  $P - G$ . El atributo de  $P+G$  ( $NI+G$ ), es de ayuda en los casos que se tengan tendencias de anomalías negativas, donde las amplitudes de las reflexiones, en las arenas con objetivo gasero sean cercanas a cero. Los gráficos de  $P-G$  corresponden a los límites de los cambios litológicos, ya que los valores de las trazas son reflectividades y no impedancias.

Las desviaciones en la tendencia de fondo pueden indicar la presencia de hidrocarburos. Esta es la base para el factor de fluidos de Smith y Gidlow (1987). La cual se basa en la simplificación de la densidad en la aproximación de Aki y Richards (1980).  $\Delta F$  es la diferencia entre  $\Delta V_p/V_{pa}$  observada y la  $\Delta V_p/V_{pa}$  predecida desde  $\Delta V_s/V_s$ . Usando la tendencia de la ecuación de Mudrock (Castagna, 1985) tenemos:

$$\Delta F = \Delta V_p/V_{pa} - 1.16(V_s/V_p)\Delta V_s/V_{sa} \quad (II.C.10).$$

De donde  $V_s/V_p$  es la relación de velocidad de fondo onda S a onda P que se puede predecir por la aplicación de la "mudrock line" a velocidades de intervalo obtenidas de los análisis convencionales de velocidad. De hecho, una tendencia de  $V_p$  contra  $V_s$  localmente calibrada se puede ampliar.

Color View of P + G



Color View of P - G

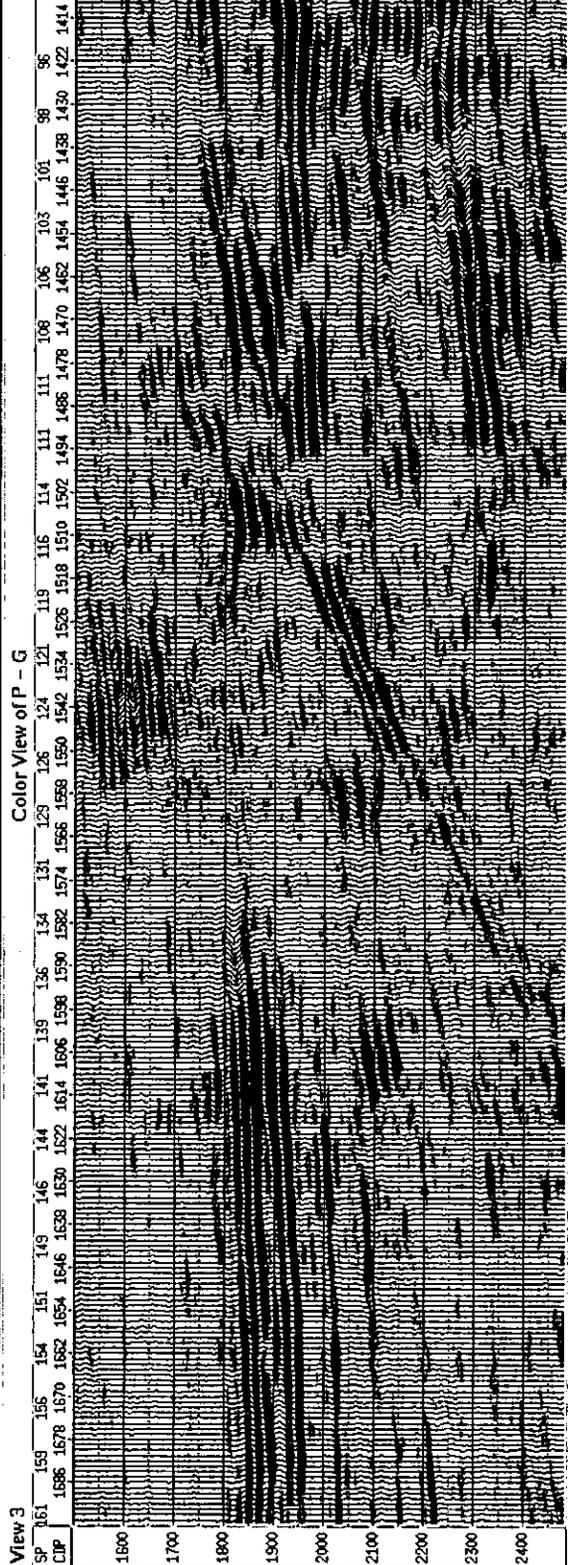


Fig.IV.A.2.a.8. Atributos de AVO en la L-2024157.

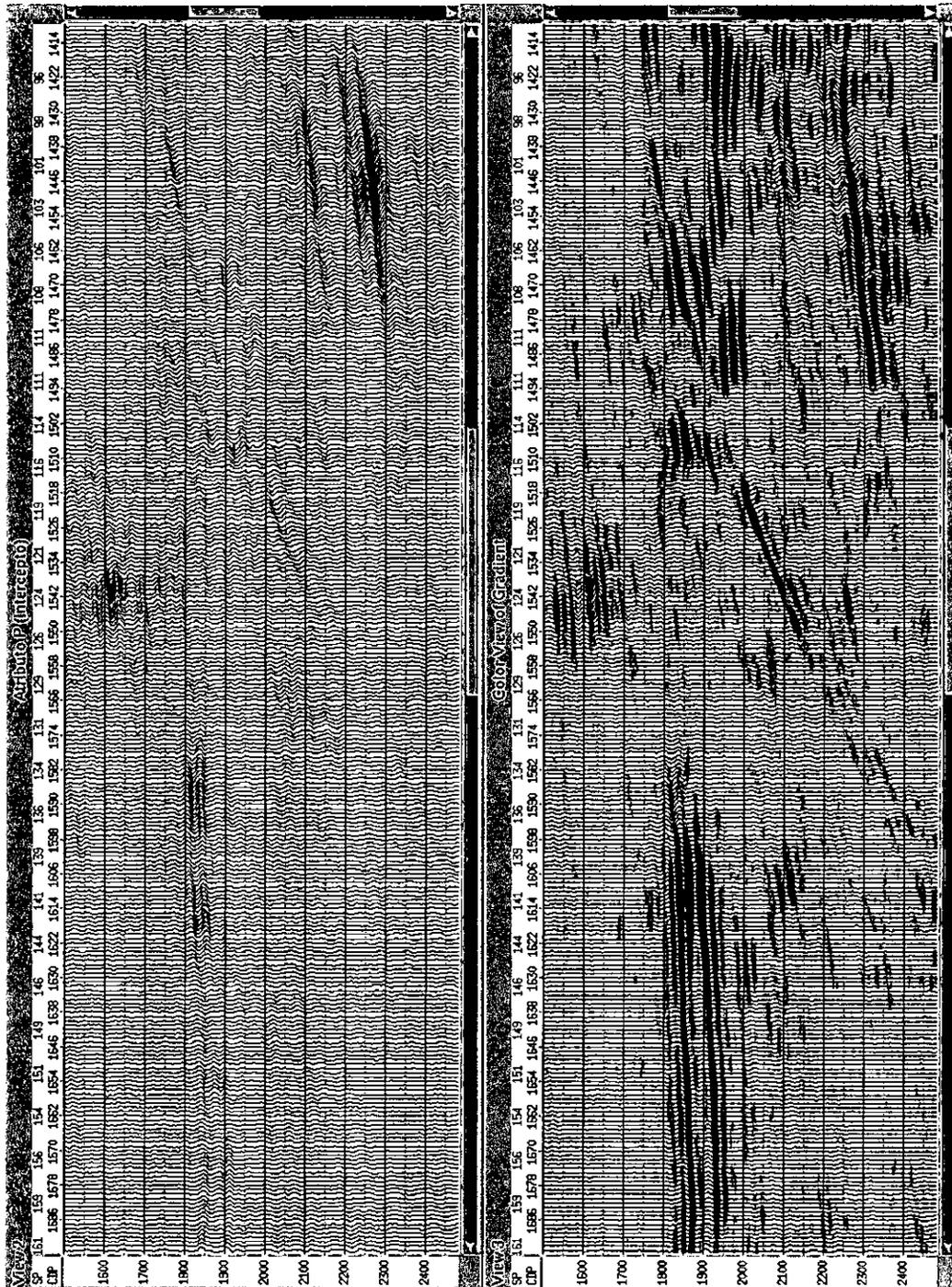


Fig.IV.A.2.a.9. Atributos de AVO en la L-2024157.

Como ya se mencionó, las velocidades de la onda P decrecen a través de la interfase entre arenas saturadas de agua y saturadas de gas, mientras que la velocidad de la onda S permanece sin cambios. La relación de Poisson puede ser obtenida de la relación de  $V_p/V_s$ , como sigue:

$$\sigma = \frac{1}{2} \left[ \frac{(V_p/V_s)^2 - 2}{(V_p/V_s)^2 - 1} \right] \quad (\text{IV.A.2.1.a.1})$$

La relación de Poisson como también  $Q(V_p/V_s)$  decrece en la cima de una arena rellena de gas y se incrementa en la base. Por lo que es más conveniente usar  $Q$ , que usar la relación de Poisson, (Fig.IV.A.2.a.9.).

$\Delta F$  es considerado como el factor de fluidos y es un indicador directo. Los indicadores tienen cuatro propiedades, las cuales hacen difícil el trabajo de su interpretación:

1. Son fácilmente contaminados por los errores en los componentes de fase de salida, causada por los pequeños errores de velocidad.
2. Son dependientes de la fase de la ondícula. Si la fase de la ondícula es rotada por un ángulo arbitrario, la linealidad del indicador directo se rota en el mismo ángulo. Puesto que la fase es difícil de determinar sin un buen control, se confunde con el carácter del evento observado (un pico, un valle o uno doble).
3. Determinar cuando las magnitudes de un coeficiente de reflexión se incrementan o decrecen con el offset es posible sólo desde un indicador de hidrocarburos lineal. Una meticulosa comparación con el apilado convencional o cero offset es esencial, lo cual es tedioso en áreas amplias.
4. Si los parámetros elásticos de una capa delgada son muy diferentes desde su encajonamiento (para capas típicas de gas), entonces un indicador lineal aparecerá con signo opuesto en la cima y en la base, cambiando la fase de la respuesta de ese modo como una función del espesor de capa.

#### **IV.A.2.b. ANÁLISIS DE GRÁFICOS CRUZADOS SOBRE EL ATRIBUTO DE P\*G EN LA L-2024157.**

La multiplicación de los productos de cresta y valles de amplitudes de incidencia normal y los gradientes (NI\*G) son positivos. En contraste, un coeficiente de reflexión positivo y un gradiente negativo o pueden tener un producto negativo. Para una arena con gas, el coeficiente de reflexión negativo del conjunto de valles, con frecuencia tiene un gradiente negativo y el coeficiente de reflexión positivo del subyacente pico tiene un gradiente positivo. Por lo que los gráficos de NI\*G son de los más comunes del AVO. Aunque dada una combinación de las propiedades de las rocas que definen el único punto en un gráfico cruzado, un punto dado en el gráfico cruzado no define una combinación de propiedades de las rocas únicas. Muchas combinaciones de las propiedades de las rocas pueden dar el mismo NI\*G (Sams, 1998).

Se debe tener cuidado en situaciones en las cuales, las rocas que tienen una tendencia de no poseer hidrocarburos presentan una anomalía en el gráfico de AVO, que pasa a través del origen. Esto puede ser, solamente en el caso de que las rocas de cada lado de la interfase reflectante tuvieran la misma  $V_p/V_s$ , que es cuando ellas tienen la misma velocidad compresional (asumiendo la densidad constante). Esto es bastante posible para tendencias que tienen grandes offset's desde el origen, igualmente cuando no hay hidrocarburos y la litología es desconocida.

En las Figuras IV.A.2.b.10 y 11, se analizan el gráfico cruzado de P\*G (NI\*G) dentro de la zona de proyección del pozo Marte R. Gómez-1 y el intervalo de la sección sísmica. La línea pasa sobre la proyección de una gran falla de crecimiento que está influenciada por los efectos fuera del plano que ésta produce. La proyección del pozo sobre la línea sísmica se localiza en el CDP 1587, a un costado de una anomalía de amplitud a offset's lejanos. Se consideró quizá la zona de mejor alternativa, ubicada cercana al cierre de la falla y proyectada sobre el horizonte correlacionado con el pozo. Evitando en lo posible los efectos fuera del plano causados por la falla de crecimiento.

En el gráfico P\*G (Fig. IV.A.2.b.10), se correlacionó la tendencia del pozo con la sísmica en el intervalo comprendido del CDP 1570-1600, en esta figura se observa claramente la tendencia del pozo, la cual corresponde a una curva del tipo 2. El rectángulo central corresponde a la tendencia del pozo en el gráfico y está de color azul, por su tendencia se le puede considerar como arcilla. El color rosa y amarillo corresponderían a una curva de clase 3, su correlación podría ser la cima o color rosa arena y la base arena-

gas. En el gráfico de la sección transversal se definen muy bien las cimas y base de la zona de interés, que se continúa con la línea 10436, y se ubica dentro de la formación Queen City.

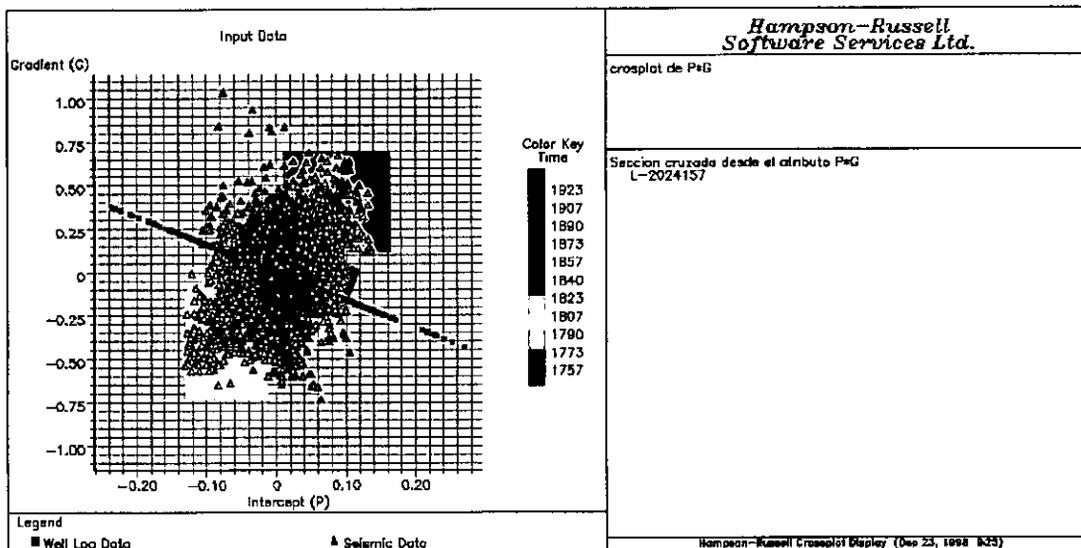
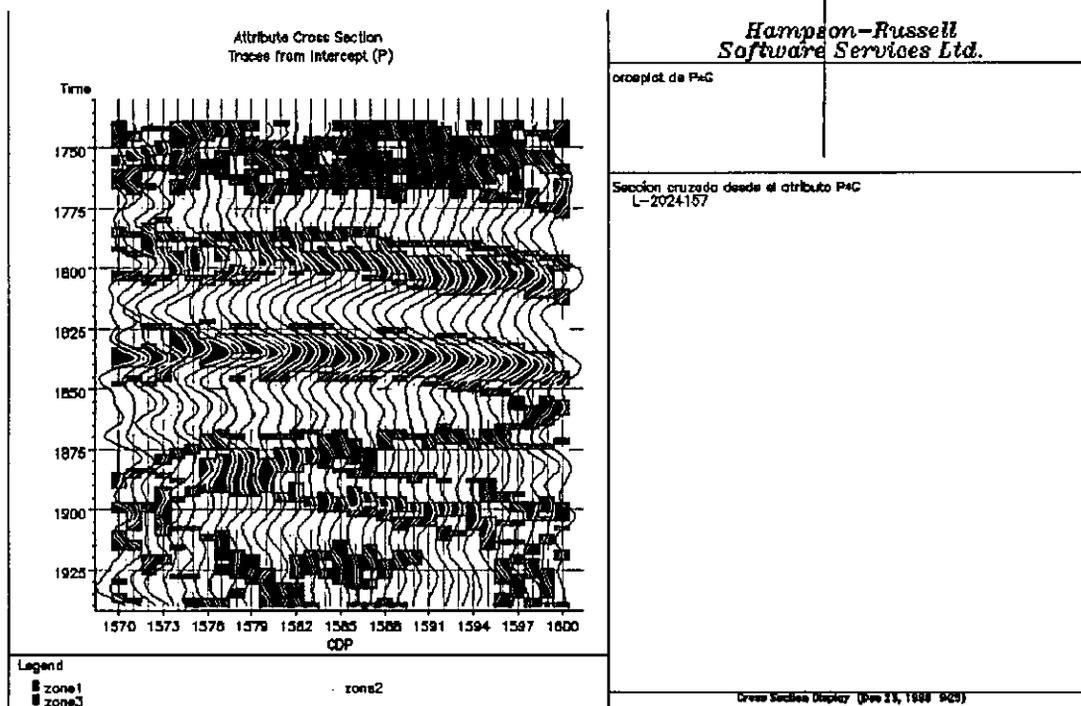


Figura IV.A.2.b.10. Análisis del gráfico P\*G en el intervalo de interés entre el CPD 1570-1600.



Figuras IV.A.2.b.11. Análisis de la sección sísmica dentro del intervalo de interés entre el CDP 1570-1600.

La correlación con el pozo da una clara muestra de la tendencia seguida por éste en el gráfico P\*G, ya que nos permite usarlo como amarre con la sección sísmica y deducir a partir de la secuencia cortada la litología que probablemente se encuentre en el área de interés.

#### IV.A.2.c. MODELADO E INVERSIÓN DE AVO EN LA L-2024157.

El modelado sísmico es una parte esencial del análisis de AVO y con frecuencia de los pocos recursos confiables para los estudios geofísicos en problemas como la anisotropía, debido a las fuertes diferencias que se pueden tener en la respuesta de AVO, cuando se tiene variación en los constituyentes mineralógicos de las rocas. Es importante tener un conocimiento general de las propiedades de las rocas, como una llave para la correspondencia entre el CMP gather y la respuesta de un modelo basado en los datos de los registros. Hilterman (1990) sugiere que el modelado deberá hacerse usando los datos de los registros de pozos del mismo bloque afallado si es posible. En nuestro caso fue razón suficiente por la que se continuó sobre el mismo horizonte dentro de la formación Queen City.

Cuando se tiene una línea de 2-D que corre paralela al plano de falla, debe tenerse en mente que muchas de las anomalías pueden ser debidas a efectos fuera del plano, a los causados en la zona de Fresnel o al de capas delgadas (tuning). Los CMP gathers dentro del borde en la posición correspondiente a nuestro caso, pueden exhibir un incremento de amplitud con el offset debido al efecto de capas delgadas. El borde por sí mismo puede producir una anomalía de inversión de velocidad similar a la respuesta de una arena con gas.

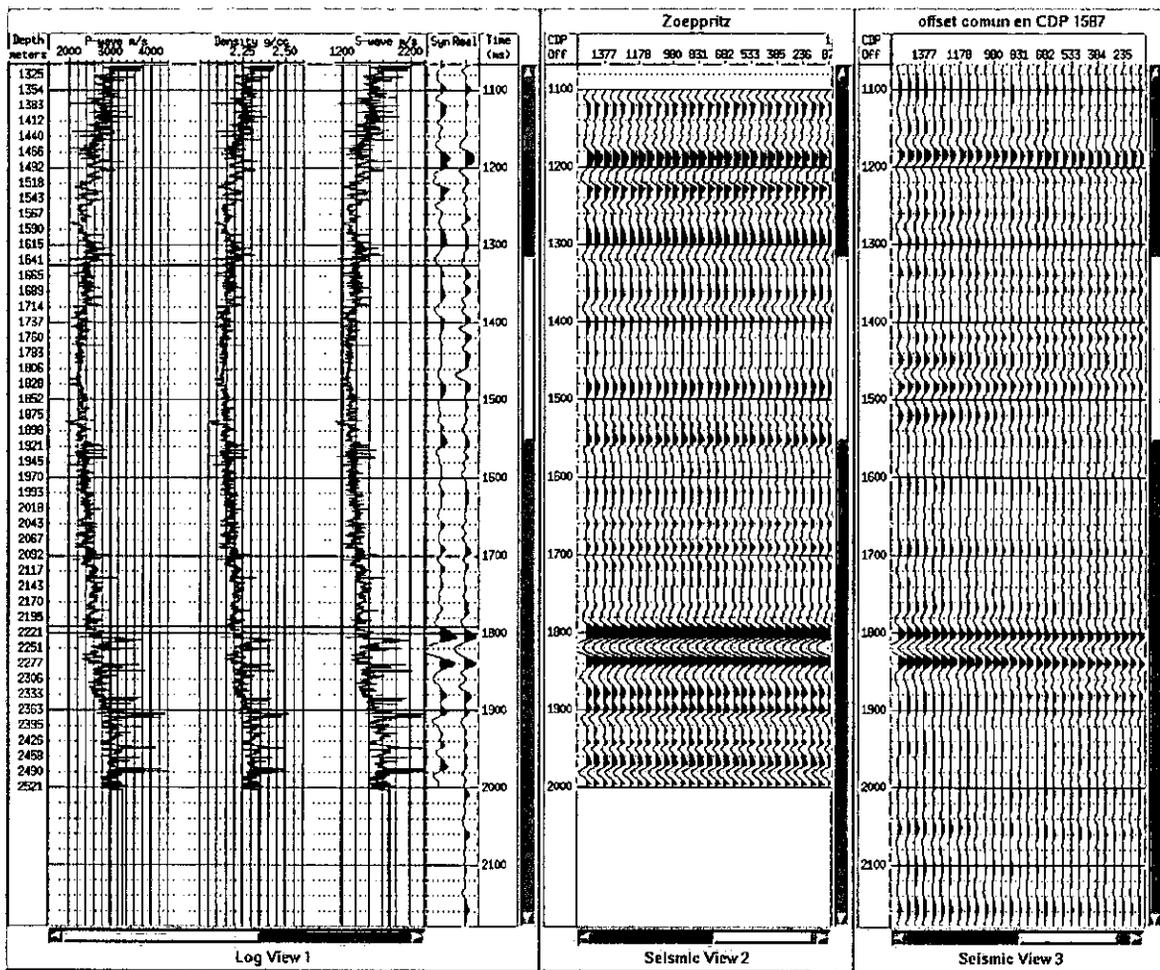


Fig. IV.A.2.c.12. Modelado con las ecuaciones de Zoeppritz y el pozo Marte R. Gómez-1.

A fin de probar la validez de la correlación de los eventos, las interpretaciones hechas de la sección apilada y la variación de amplitud con el offset se prepararon los modelos de reflectividad. En esta línea como en la anterior, únicamente se contó con el registro sísmico; el registro de densidad y el de  $V_s$  se calcularon de igual manera.

El modelado basado en las ecuaciones de ondas planas de Zoeppritz (Fig. IV.A.2.c.12), invoca la continuidad del desplazamiento y esfuerzo en la interfase reflectante como las condiciones límite a resolver para los coeficientes de reflexión y transmisión como una función del ángulo de incidencia y las propiedades elásticas del medio (densidades, módulo volumétrico y de corte). Por la continuidad del desplazamiento, es significativo que la interfase responda al ángulo de incidencia, esencialmente como si los dos medios estuvieran unidos.

Normalmente el modelado sísmico se basa en una serie de registros que producen una respuesta sísmica sintética que no se iguala con los datos sísmicos coleccionados en el sitio del pozo. Diversos factores contribuyen probablemente a esta desigualdad, tales como la invasión de los fluidos de perforación que cambian las medidas del registro sísmico, dispersión de las velocidades sísmicas desde el rango de kilohertz a hertz, fluctuaciones a pequeña escala en las propiedades del reflector que no están propiamente grabadas en los modelos y otros factores (Hilterman, 1992). Para el análisis de AVO, el modelado se usa para ganar una penetración cualitativa en dirección y magnitud del gradiente de AVO de la reflexión objetivo. Un empate cuantitativo entre modelos predictivos basados en pozos cercanos y CMP gathers usados en la evaluación del prospecto puede ser difícil de lograr.

Las ecuaciones de Zoeppritz pueden predecir los cambios esperados en amplitud para cualquier combinación de las propiedades de las rocas. Para el análisis de AVO, la conclusión es que si la impedancia y la relación de  $V_p/V_s$  (o relación de Poisson) cambian en la misma dirección a través del reflector, los coeficientes de reflexión se incrementan. Si la impedancia y la relación de Poisson cambian en diferente dirección, entonces resulta un decremento en los coeficientes de reflexión. Si no ocurre cambio en la relación de Poisson a través del reflector, la respuesta de AVO es siempre plana.

Los modelos se basan en las velocidades locales y en las densidades que son necesarias para confirmar que la respuesta de AVO de los casos deseados y no deseados, son lo suficientemente diferentes para distinguirse realmente de los datos sísmicos confiables en el área.

La atenuación inelástica y la dispersión asociada corrompen el AVO estimado. Las sobreyacentes arenas con gas (las cuales exhiben muy alta atenuación) pueden causar grandes dificultades. La compensación Q y el ventaneo de amplitudes se recomienda para combatir este problema.

Teóricamente, la amplitud de reflexión en una interfase porosa es dependiente de la permeabilidad de la formación (Castagna, 1993). Sin embargo, la teoría de Biot predice un efecto de permeabilidad insignificante en las frecuencias sísmicas. Para cualquier objetivo somero la suposición de ondas planas no es válida.

El modelado se debe hacer con toda la información confiable dentro de la zona objetivo, incluyendo los registros de pozo. Se hizo la corrección por deriva con la función de velocidad, usada como check shot (la función de velocidad se tomó del propio pozo). El modelado se desarrolló en un intervalo de tiempo de 1100 a 2000 mseg, con la intención de facilitar la correlación del registro con la sísmica. La velocidad de la onda S y la densidad se calcularon a partir del registro de velocidad. La densidad por la ecuación de Gardner (1974) y la velocidad de la onda de corte con la ecuación de Castagna (1985).

El super-gather se formó en el CDP 1587, con una contribución de cinco CDP's a cada lado y apilado a un offset común. De ahí se extrajo la ondícula característica por métodos estadísticos, para después convolucionarla con el sintético generado a partir de la información de los registros de pozos, llevando el resultado de esta operación, que es una traza semejante a la extraída de la sísmica, en un corrimiento a profundidad con la finalidad de unir los picos de los reflejos de la traza sintética y real en el intervalo de tiempo considerado de interés. Para después realizar el modelo con las ecuaciones de Zoeppritz.

Las discrepancias que se tienen entre la respuesta sísmica y la modelada, están en los arreglos de fuente-recepción, por los arribos a offset's lejanos se encuentran fuertemente atenuados, considerando que ambos (fuente-receptor) disminuyen sus velocidades con el decremento de la profundidad y en una capa de intemperismo de baja velocidad los rayos refractados regresan en una trayectoria más vertical, por lo que para reflexiones someras, la refracción no es suficiente para prevenir atenuación alguna en los offset's lejanos.

El modelado elástico usando la relación de Poisson o la información de la onda S es necesariamente para cálculos de la respuesta teórica de AVO. El programa de modelado usado calcula los coeficientes

exactos de reflexión de Zoeppritz como una función del ángulo de incidencia para un objetivo limitado en modelos multicapas pero no incluye los efectos de capas delgadas e interferencia de múltiples o ondas convertidas. Los coeficientes de reflexión incluyendo los ángulos de incidencia dependen solamente de los tiempos de los coeficientes de reflexión y transmisión para todas las capas sobreyacentes y para las ondas que viajan hacia arriba y hacia abajo.

#### IV.A.2.d. MODELADO DE INVERSIÓN DE AVO.

La inversión sísmica es la construcción de un modelo de tierra que es compatible con la sísmica observada en base, a una relación funcional (modelo directo) entre el modelo de la tierra y un dato "perfecto" (libre de ruido). Nótese que la interpretación sísmica convencional es, por esta descripción, una forma de inversión sísmica. En general, aunque la relación funcional es no lineal, el problema inverso es linearizado y se usa una aproximación interactiva.

Dado un tiempo infinito de computación, uno puede modelar un gran número de combinaciones de  $V_p$ ,  $V_s$ ,  $\rho$  y perfiles de  $Q$ . La combinación de estos parámetros resulta en pequeñas discrepancias aceptables entre los datos reales y sintéticos que pueden ser tomados como la inversión del modelo de tierra. El objetivo de la inversión sísmica es el de arribar a un modelo de Tierra adecuado con un número limitado de interacciones.

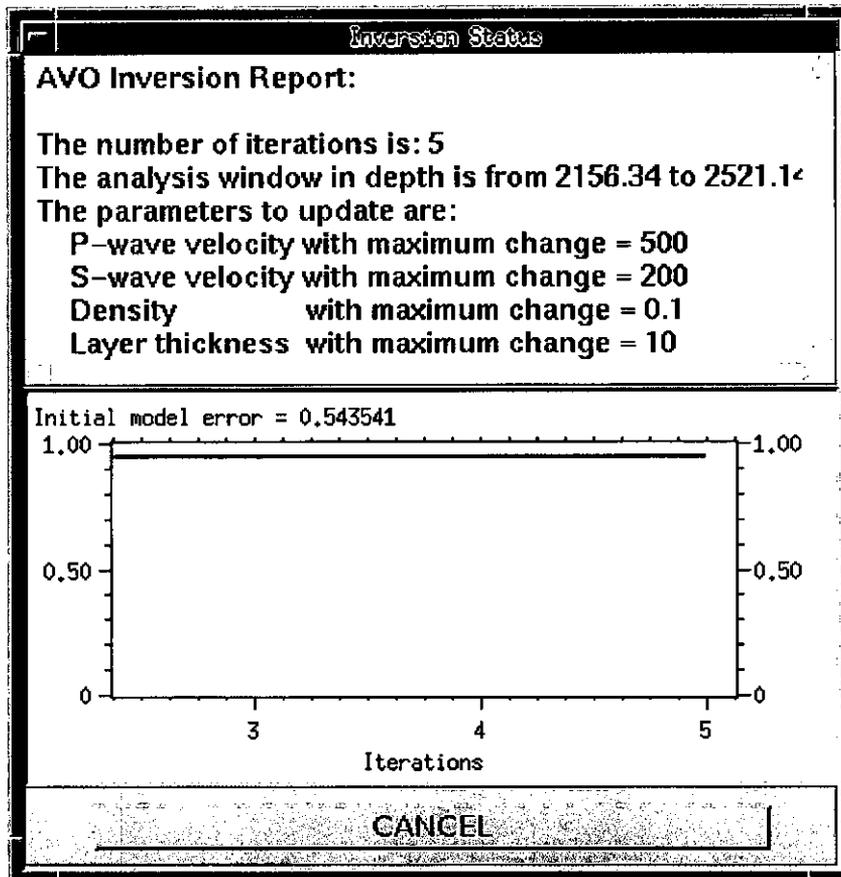


Fig.IV.A.2.d.13. Curva de respuesta del modelo de inversión al coeficiente de correlación.

La inversión elástica de un CDP gather entero tiene diversas ventajas sobre el método convencional de AVO tales como el apilado por pesos: (1) La ondícula es removida y las interferencias de reflexiones son decifradas; la sintonización no es una gran limitación. (2) El diferencial NMO, el modo de conversiones y los múltiples llevan más señal que ruido y (3). Se puede incorporar una información a priori en la forma de

modelos iniciales y constreñidos de varias clases, por lo que mejora la relación efectiva  $s/r$  y el ancho de banda.

La inversión sísmica tiene el problema fundamental, que no es única y las amplitudes pueden no representar las propiedades de las rocas para las cuales la inversión se busca. El modelado inverso, por otra parte, opera en la respuesta de un sistema físico para estimar los parámetros del modelo. Sin embargo, se requiere conocer de su contraparte al operador directo para relacionar las observaciones y controlar las variables a los parámetros del modelo. Por lo tanto, la inversión de los datos de AVO, requiere que las ecuaciones de Zoeppritz en el dominio de tiempo-offset sirvan como el operador directo.

Antes de iniciar el proceso de inversión los registros se muestrean en bloques a cada 10 metros, con el propósito de producir un modelo simple que fuera la base para la inversión. Extrayéndose la ondícula característica de la información de la sísmica real y al igual que en el caso del modelado se ajustó su correlación con la traza sintética por medio de la convolución de la ondícula característica.

El resultado de la función de correlación del proceso de inversión se muestra en la Fig.IV.A.2.d.13, después de 5 iteraciones se puede considerar como satisfactorio si se toma en cuenta la dirección de la línea con respecto al sentido de la falla de crecimiento.

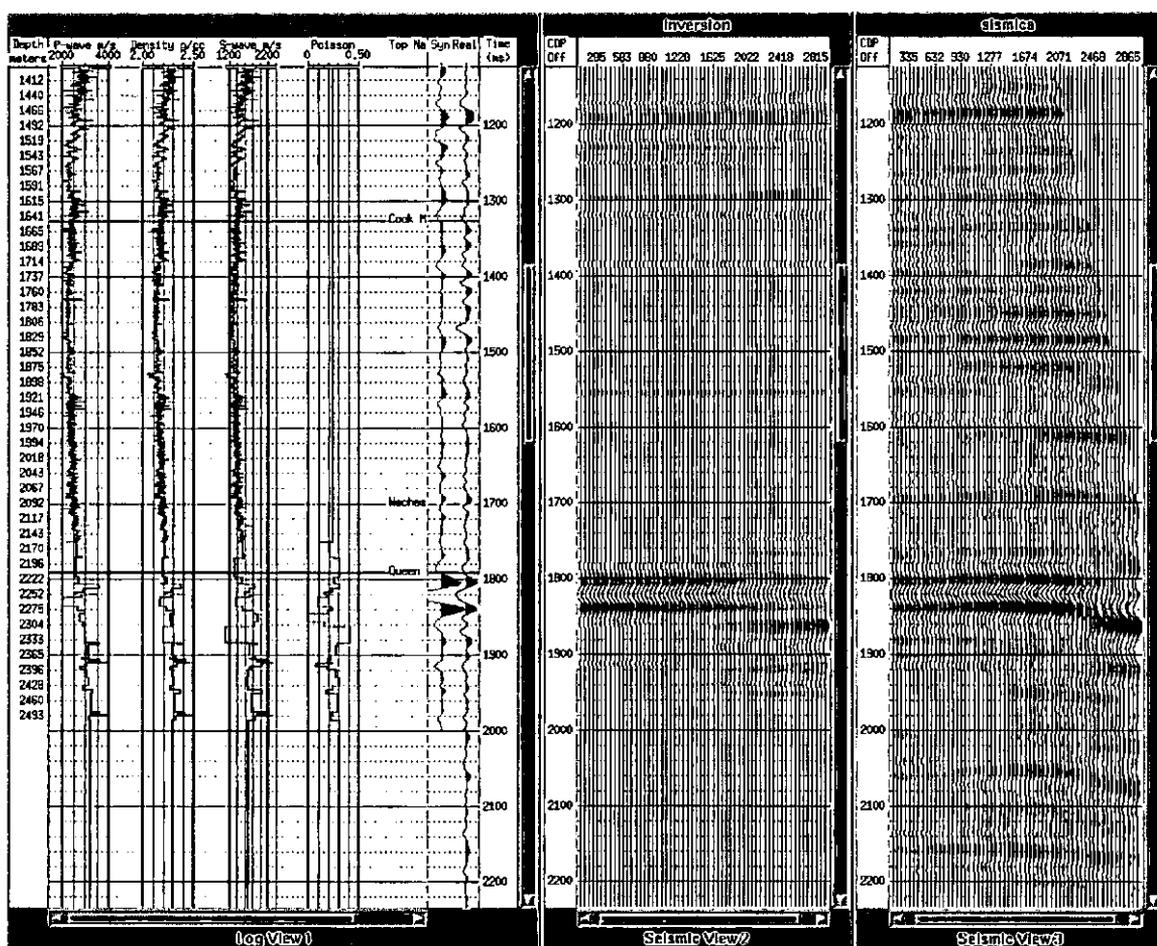


Fig.IV.A.2.d.14. Modelo de inversión con el pozo Marte R. Gómez-1.

El intervalo de interés dentro de la sección de inversión es muy semejante a la sección sísmica, considerando únicamente la entrada a la formación Queen City y hasta una profundidad de 2300 aproximadamente (1790-1850 msec.). El problema principal que se tiene, es el causado por el efecto de sintonía debido a capas delgadas en el borde de la estructura. En la sección de inversión se define bien este aspecto.

La continuación y correlación del intervalo de interés en la línea 10436 y 2024157 con el pozo Marte R. Gómez sugiere una misma estructura, con variaciones laterales en sus características petrofísicas, pero en sí constituyendo en mismo tipo de litología. Los gráficos cruzados de densidad,  $V_p$ ,  $V_s$ , impedancias acústicas, etc., correlacionados con la información del pozo dan sustento a la correlación, de otra forma mostrarían diferentes tendencias. Los gráficos cruzados muestran que se pueden trasladar a las secciones preapiladas en los comportamientos de AVO para diferentes intervalos de tiempo geológico. Estos análisis ayudan al intérprete a identificar indicadores litológicos como los cambios de ambientes geológicos.

Al hacer un enlace cualitativo entre el registro del pozo y la respuesta sísmica, los efectos de sintonía no pueden ser ignorados. En el dominio del preapilamiento, la fuerza de reflexión de una capa delgada es también dependiente del ángulo de incidencia, la cual está sobrepuesta a la dependencia angular de las propiedades del medio elástico.

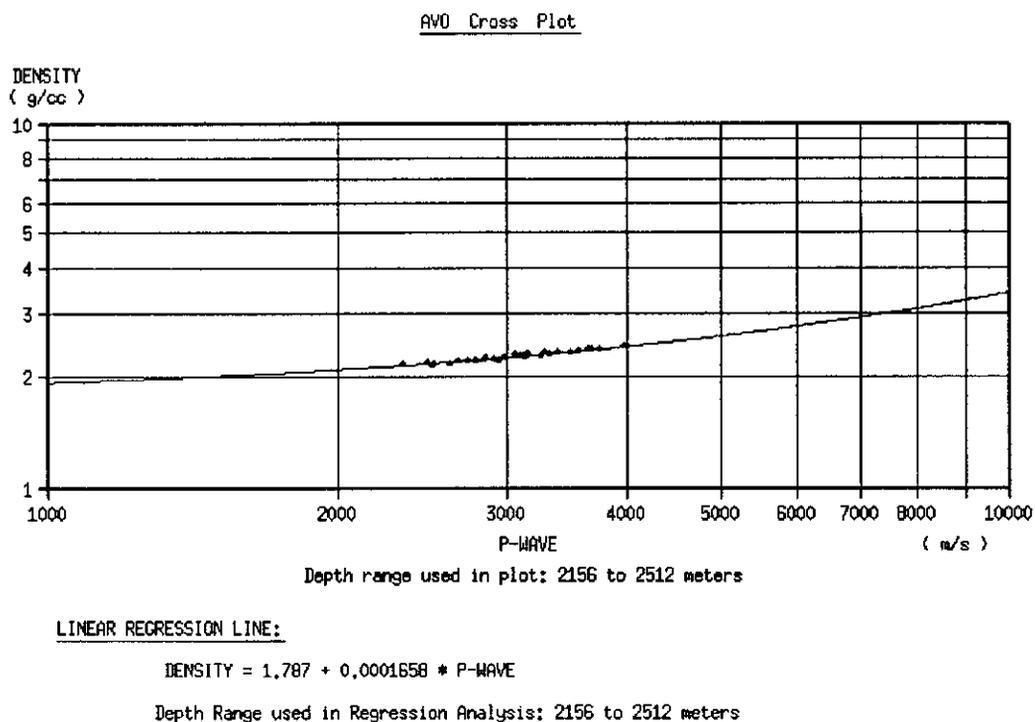
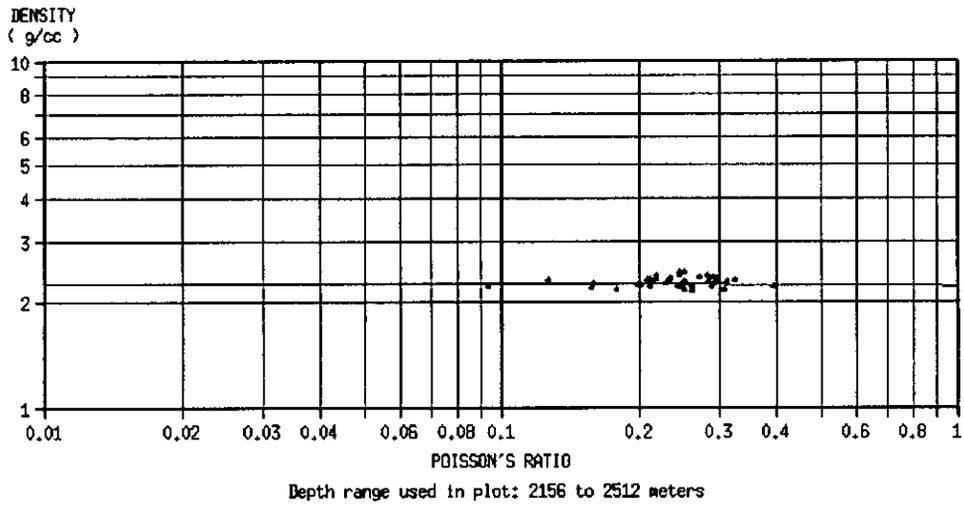


Fig.IV.A.2.d.15. Gráfico de densidad vs Onda P con el pozo Marte R. Gómez-1.

AVO Cross Plot



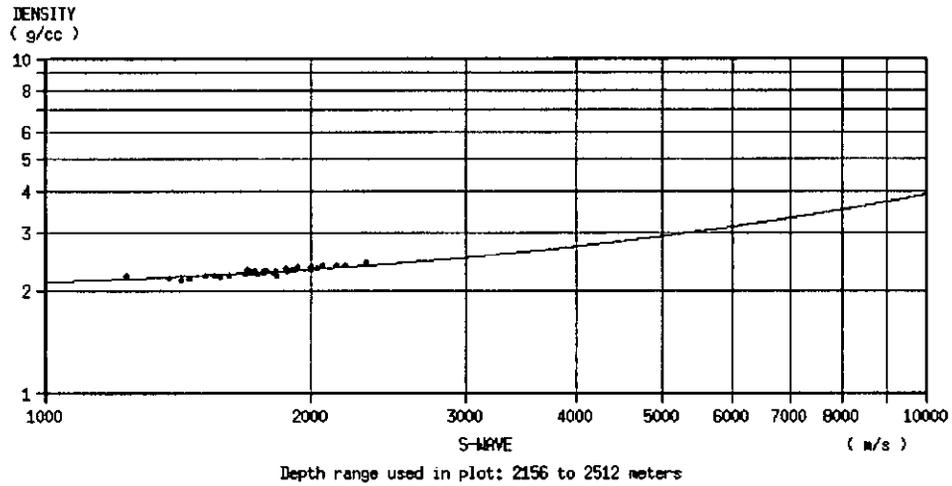
LINEAR REGRESSION LINE:

$$\text{DENSITY} = 2.291 - 0.03796 * \text{POISSON'S RATIO}$$

Depth Range used in Regression Analysis: 2156 to 2512 meters

Fig.IV.A.2.d.18. Gráfico de densidad vs Relación de Poisson con el pozo Marte R. Gómez-1.

AVO Cross Plot



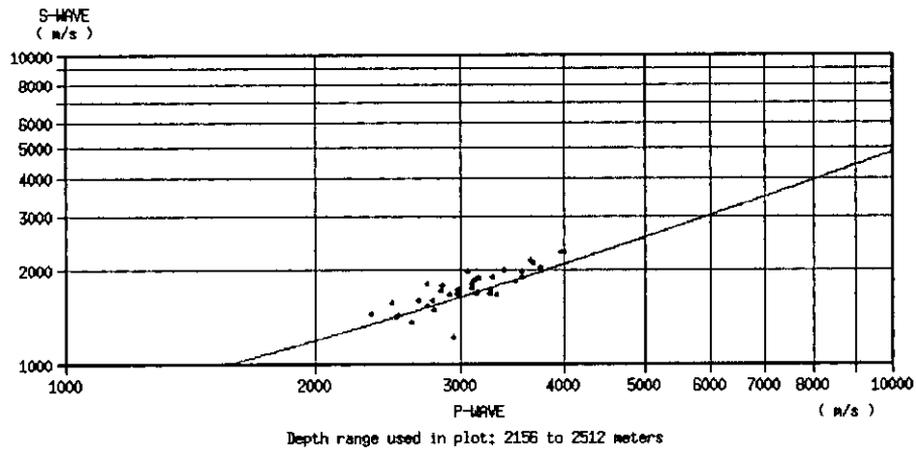
LINEAR REGRESSION LINE:

$$\text{DENSITY} = 1.952 + 0.0001988 * \text{S-WAVE}$$

Depth Range used in Regression Analysis: 2156 to 2512 meters

Fig.IV.A.2.d.19. Gráfico de densidad vs Onda S con el pozo Marte R. Gómez-1.

AVO Cross Plot



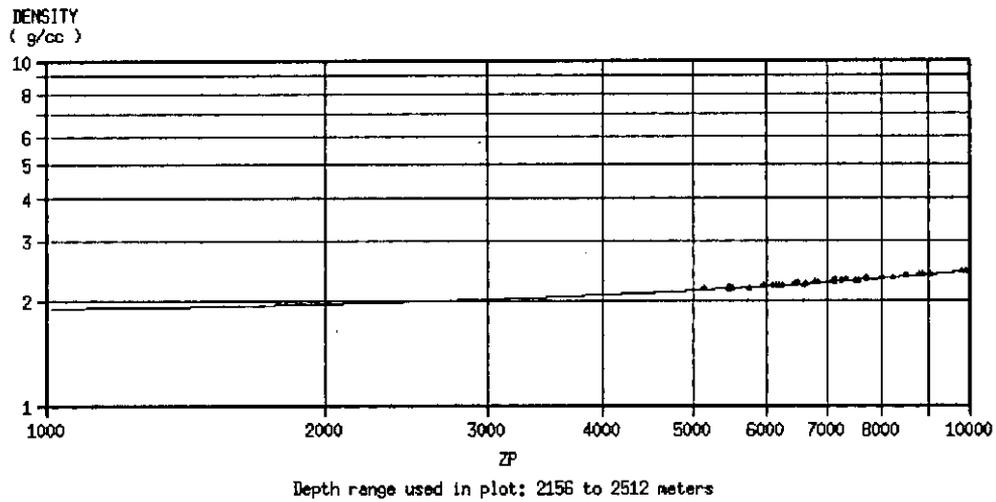
LINEAR REGRESSION LINE:

$$S\text{-WAVE} = 279,4 + 0,4612 * P\text{-WAVE}$$

Depth Range used in Regression Analysis: 2156 to 2512 meters

Fig.IV.A.2.d.16. Gráfico de Onda P vs Onda S.

AVO Cross Plot



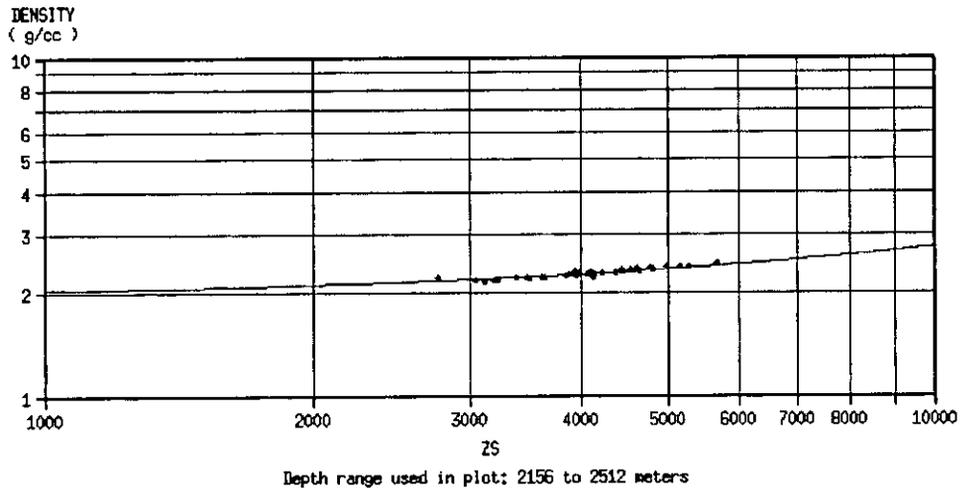
LINEAR REGRESSION LINE:

$$DENSITY = 1,868 + 6,057e-05 * ZP$$

Depth Range used in Regression Analysis: 2156 to 2512 meters

Fig.IV.A.2.d.17. Gráfico de densidad vs Impedancia Acústica de la onda P con el pozo Marte R. Gómez-1.

AVD Cross Plot



LINEAR REGRESSION LINE:

$$\text{DENSITY} = 1.98 + 7.956e-05 * \text{ZS}$$

Depth Range used in Regression Analysis: 2156 to 2512 meters

Fig.IV.A.2.d.20. Densidad vs Impedancia Acústica de la Onda S con el pozo Marte R. Gómez-1.

#### IV.A.3. ESTIMACIÓN DE LOS ATRIBUTOS DE AVO EN LA LÍNEA 2024196.

En la línea sísmica 2024196 se observó del P.V. 513 al P.V. 1125, registrados con el sistema de vibrosismo, un intervalo entre puntos vibrados de 50 metros, un sistema de tendido bilateral de 240 canales, un intervalo entre grupos de 25 metros. 8 barridos/P.V. y una longitud de grabación de 6 segundos, 12 geófonos/traza del tipo Oyo GSC 20D 10 Hz. El offset más cercano se localizó a 87.5 metros y el más alejado a 3062.5 metros, con distancia entre detectores de 2.1 metros.

El barrido fue del tipo lineal ascendente con una frecuencia de 10-80 Hz. Una longitud de barrido de 12 segundos y una razón de muestreo de 2 mseg. Filtros de grabación de: -18 db/oct, 178 Hz, 72 db/oct. Con un sismógrafo Sercel SN 368 No. 200.

La línea corre del PV 513 al PV 1125, en este estudio únicamente se consideró del CDP 1937 al CDP 2221, que corresponden a la misma área, paralela a la L-10436. La zona de interés se ubica entre los 1400 y 1800 mseg. Esta línea se encuentra ubicada en el mismo bloque de interés que la línea 10436. Hilterman (1990), sugiere que el modelado debe hacerse utilizando los datos de los registros de pozos del mismo bloque fallado si es posible, por lo que se usó el mismo pozo para el modelado. La Figura IV.A.3.1. muestra la sección interpretada con los horizontes marcados, de azul para el Queen City y rojo para el Recklaw.

La metodología que se siguió en esta línea fue la misma que en las dos anteriores. Primero se modeló el ruido por la transformada de Radón, después de las estáticas residuales y el DMO (Figura IV.A.3.2). La sección formada para la envolvente de amplitud se realizó a través del atributo convencional de amplitud. Se apila la sección en ángulos menores a 30°, que corresponden al valor dado por la aproximación de Shuey para formar la sección de atributo P\*G (Figura IV.A.3.2). En la sección apilada con la envolvente de amplitud se observan dos horizontes característicos dentro de la formación Queen City, presentando un alto valor en el coeficiente de reflexión, llama la atención su análisis y amarre con el pozo Marte R. Gómez-1, por lo que se decidió limitar el área de interés entre los CDP's 1950 y 2210, que caen dentro de los límites impuestos por el sistema de fallas de crecimiento.

Una vez delimitada la zona de interés se hicieron las conversiones de CDP gathers a distancia-ángulo (Figura IV.A.3.3). Las limitantes que se tienen en cuando a resolución del método sísmico, se pueden observar en las figuras que muestran los diferentes apilados tanto en offset como en ángulo. Para un reconocimiento de anomalías de AVO en grandes volúmenes de datos, está el simple reconocimiento de las trazas apiladas en offset's alejados que permitan distinguir eventos de alta amplitud. Teniendo en mente que muchas de las falsas anomalías se dan por ruidos mal balanceados en amplitud y considerando que la adquisición sísmica mide las amplitudes como una función del offset de fuente-receptor, se correlacionó la respuesta dada por los diferentes atributos de AVO con los pozos cercanos a través de gráficos cruzados con la intención de no caer en falsas anomalías.

Las ecuaciones de Zoeppritz y las aproximaciones a estas ecuaciones relacionan los coeficientes de reflexión o amplitudes con los ángulos de incidencia. En la Figura IV.A.3.4, se graficaron tres secciones apiladas a incrementos de 10° cada una, resaltándose las características propias en diferentes ángulos. Los apilados en ángulos cortan a los CMP gathers removiendo las muestras de tiempo-offset situadas fuera de la ventana de ángulo, sumando las muestras dentro de un rango específico de ángulos. De igual manera se procedieron para generar diferentes secciones a tres tipos de rangos de offset (Figura IV.A.3.5). En la primera sección se tiene un rango limitado de 12 a 1212 metros para offset's cercanos, de 1212 a 2412 metros para medios y de 2412 a 3613 metros para lejanos, teniendo una mejor respuesta de anomalía de amplitud en los offset's medios.

Como se dijo antes, las ecuaciones de Zoeppritz y las aproximaciones de estas ecuaciones, relacionan los coeficientes de reflexión o amplitudes a ángulos de incidencia, en los cuales los rayos sísmicos son directos a los horizontes de interés. Pero con el trazado de rayos a través de un modelo de velocidad se producen pares de tiempo-offset para un ángulo dado que puede ser visto como un apilado en ángulo o un apilado en offset, teniendo ambos la ventaja de reducir la relación s/r a través del apilado y la habilidad de comparar la reflexión objetivo con otros eventos en la sección. Se observa que el ángulo de incidencia para una traza de offset constante decrece con la profundidad, mientras que el ángulo permanece constante con la profundidad para una traza de ángulo constante.

Para transformar desde un offset constante a un ángulo constante, se necesita conocer la relación entre  $X$  y  $\theta$  por lo que se debe hacer un trazado de rayos enteramente para una solución completa. Sin embargo, una buena aproximación está en usar rayos directos. En este caso encontramos que:

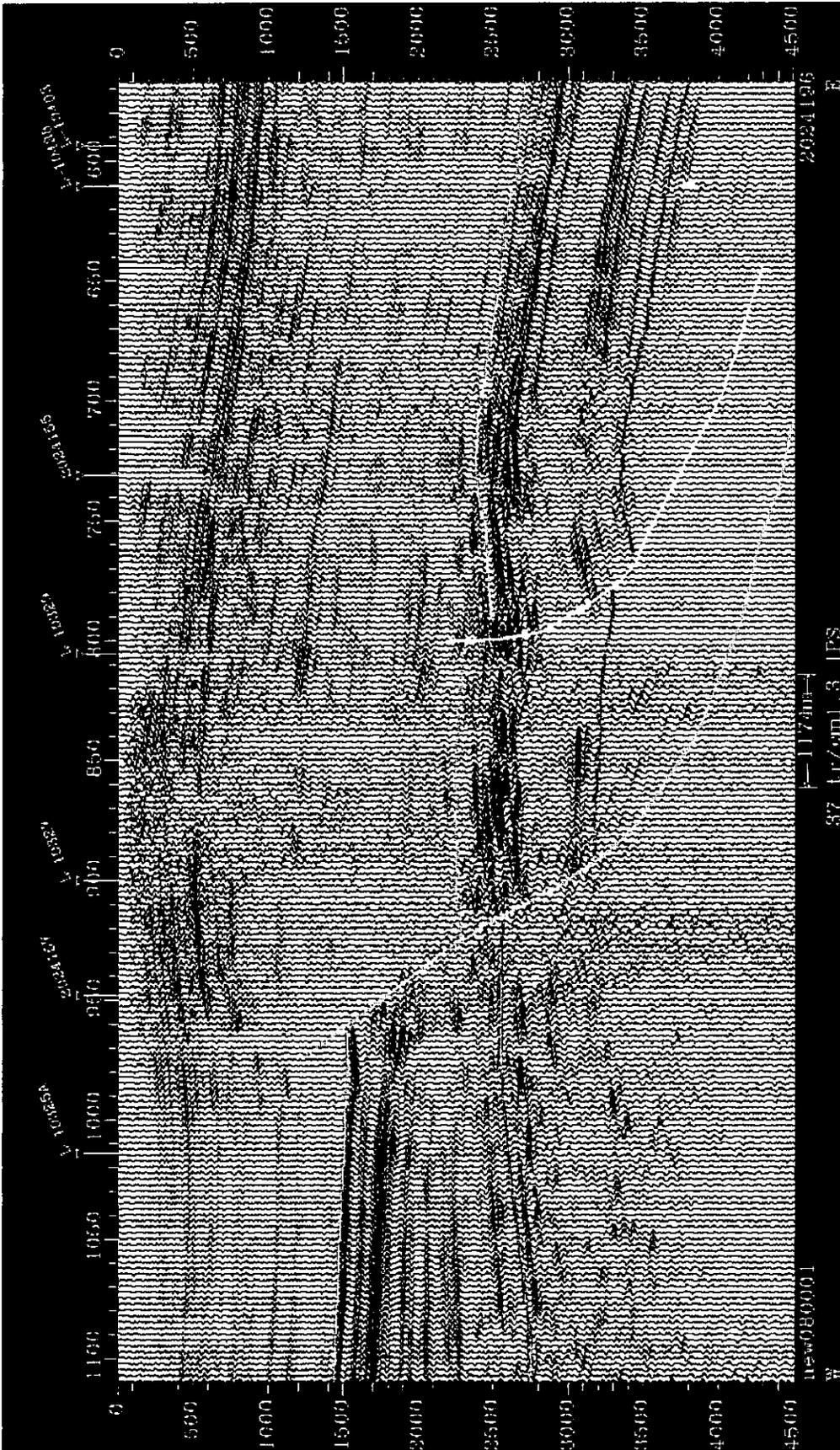


Figura IV.A.3.1. Sección interpretada de la L-2024196.

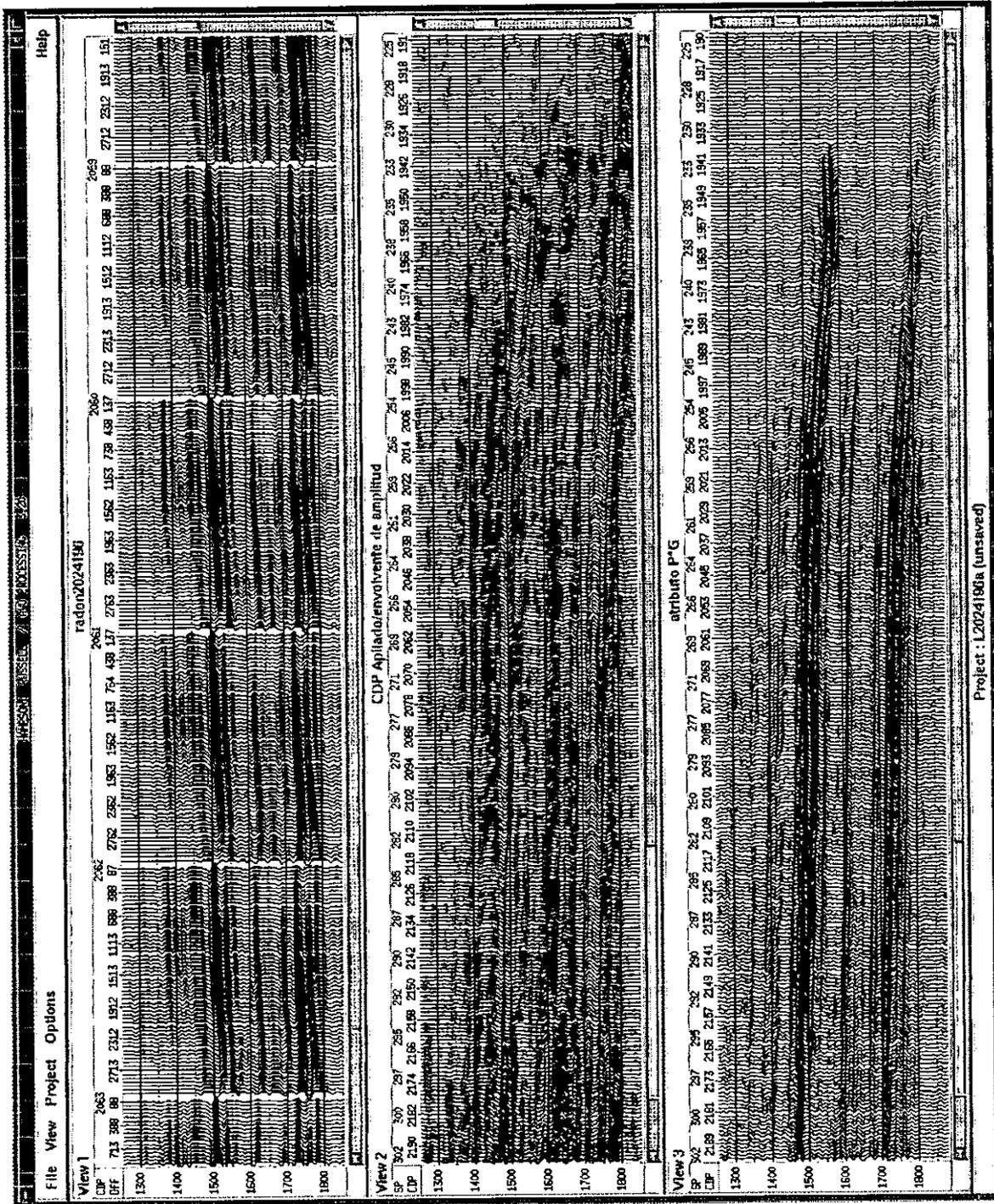


Figura IV.A.3.2. Sección formada por la transformada de Radón, la envolvente de la amplitud y el atributo P\*G.

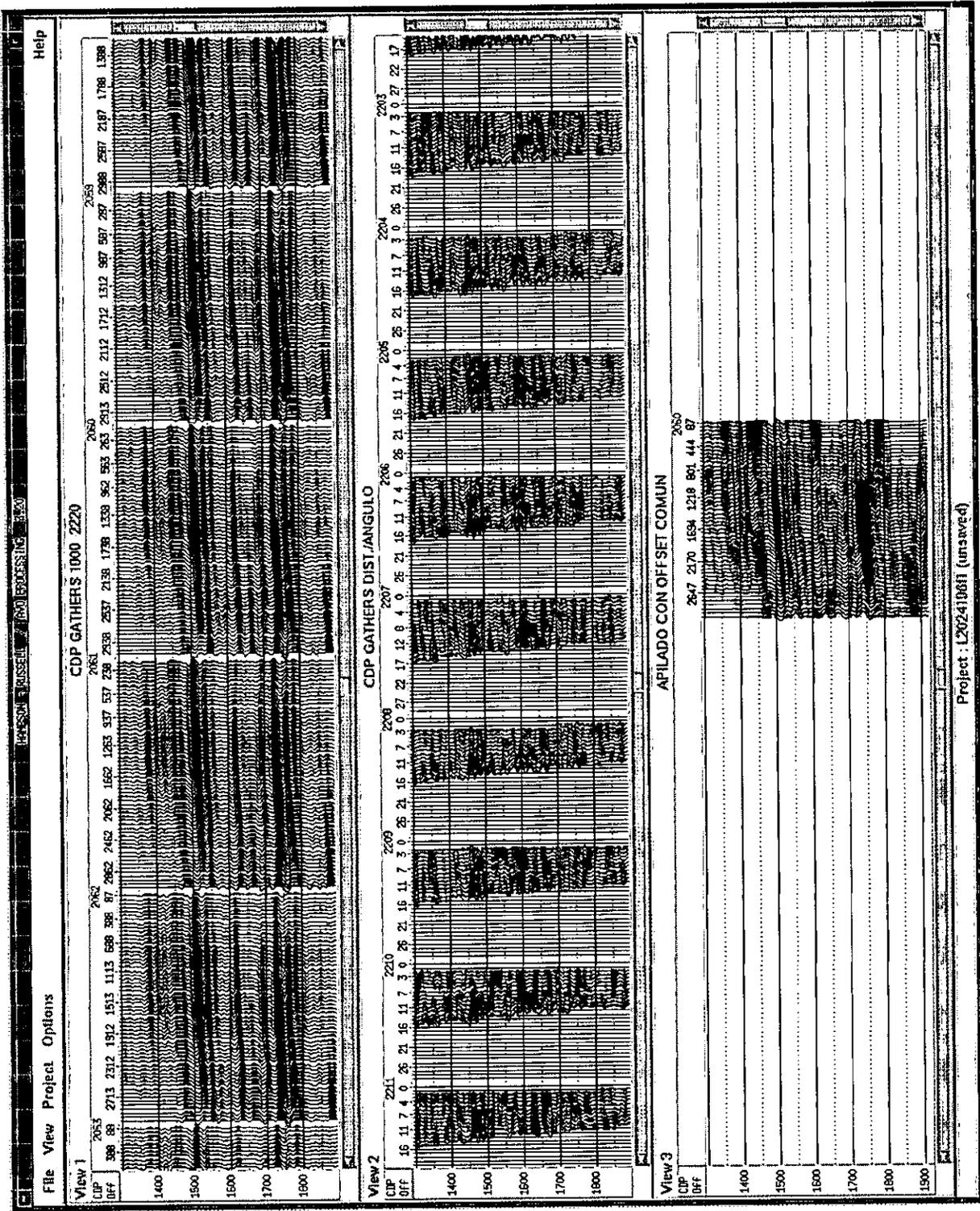


Figura IV.A.3.3. Sección formada por los gathers en distancia-ángulo y apilado con un offset común.



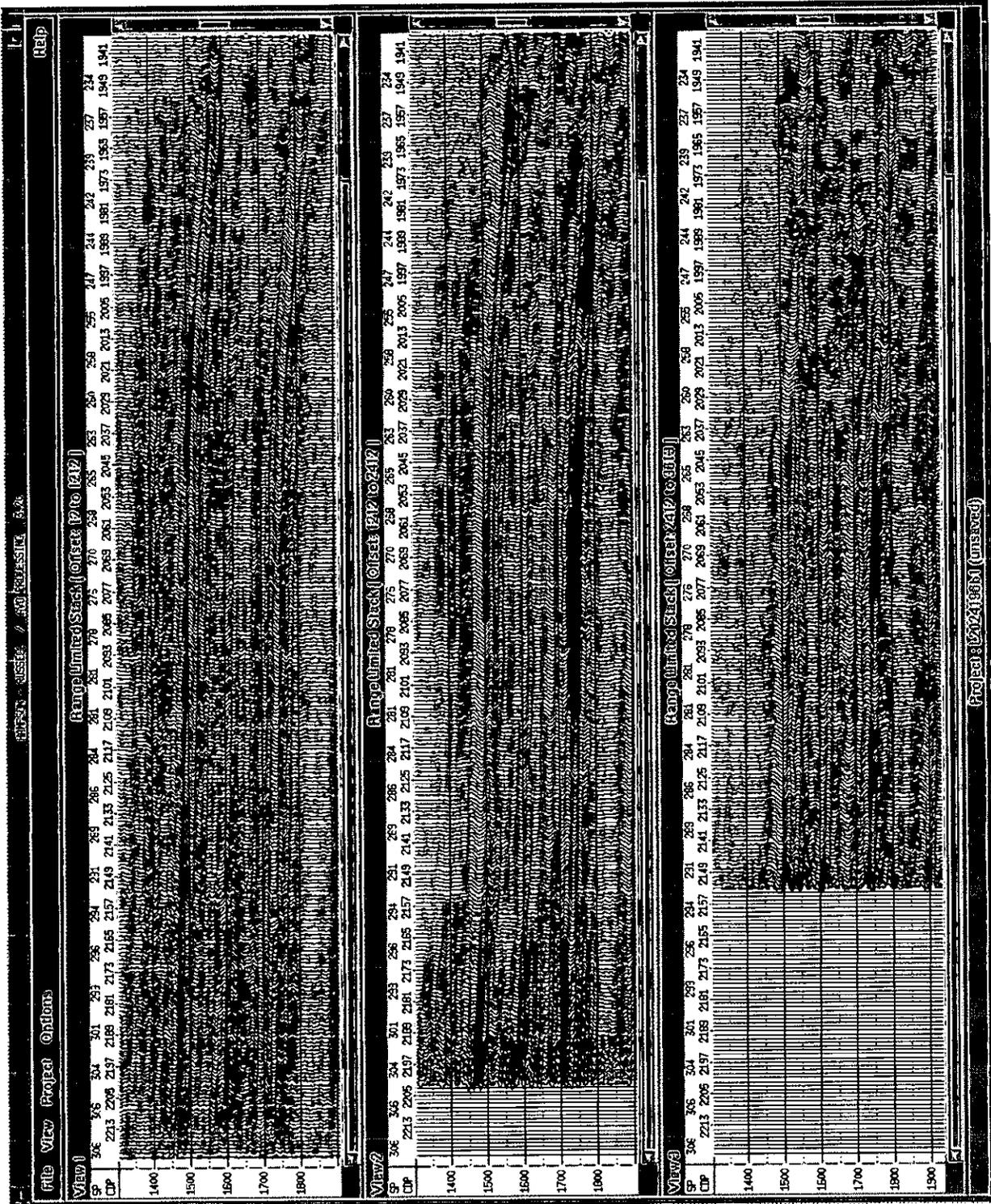


Figura IV.A.3.5. Secciones apiadas a diferentes offsets.

$$\text{tang } \theta = X/Z = X/Vt_0 \quad (\text{IV.A.3.32})$$

de donde  $\theta$  = ángulo de incidencia,  
 $X$  = offset,  
 $Z$  = profundidad.  
 $= Vt_0/2$

Y  $t_0$  = tiempo de ida y vuelta.

Por la inversión de la ecuación (IV.A.3.32), se hace el mapeo desde el ángulo al offset:

$$X = Vt_0 \tan \theta \quad (\text{IV.A.3.33})$$

La ecuación (IV.A.3.33) permite usar el mapa de amplitudes en un offset gather a amplitudes en un gather ángulo. En una traza sísmica de ángulo constante deberá contener amplitudes colectadas desde grandes offset's en el AVO gather cuando el tiempo se incrementa.

Las siguientes ecuaciones son estrictamente válidas para una sola capa. Una aproximación que se puede usar para el caso de capas múltiples involucra el caso del uso del parámetro del rayo  $p$  y el viaje de tiempo total  $t$ , donde:

$$p = \frac{\text{sen } \theta}{V_{INT}} \quad (\text{IV.A.3.34})$$

y  $t^2 = t_0^2 + X^2 / V_{RMS}^2$  (IV.A.3.35)  
donde:

$V_{INT}$  = velocidad de intervalo para una capa particular,  
 $V_{RMS}$  = velocidad rms abajo de la capa.

De la ecuación de  $\tau$ - $p$ ,  $p$  y  $t$  están relacionados por la ecuación:

$$\frac{\Delta t}{\Delta x} = \frac{dt}{dx} = p \quad (\text{IV.A.3.36})$$

esto significa que se puede derivar una velocidad aparente de la tangente a la curva NMO por la sustitución de la ecuación (IV.A.3.35) dentro de (IV.A.3.36), tenemos que:

$$p = \frac{X}{tV_{RMS}^2} \quad (\text{IV.A.3.37})$$

Finalmente, por la igualación de ecuaciones de (IV.A.3.34) y (IV.A.3.37), tenemos que:

$$\text{sen } \theta = \frac{XV_{INT}}{tV_{RMS}^2} \quad (\text{IV.A.3.38})$$

La ecuación (IV.A.3.38) es así un mejor mapeo desde el offset al ángulo que la aproximación del rayo directo. Una vez que se transforma desde el offset al ángulo, se pueden usar las ecuaciones aproximadas de las secciones previas, las cuales se describen como:

$$R(\theta) = R_p + G \text{sen}^2 \theta$$

Donde

$R(\theta)$  = cambio del coeficiente de reflexión con el ángulo  $\theta$

$R_p$  = coeficiente de reflexión con la onda P en incidencia normal

$G$  = término del gradiente dependiente de los cambios en la relación de Poisson o

$R_p$  y  $R_s$ .

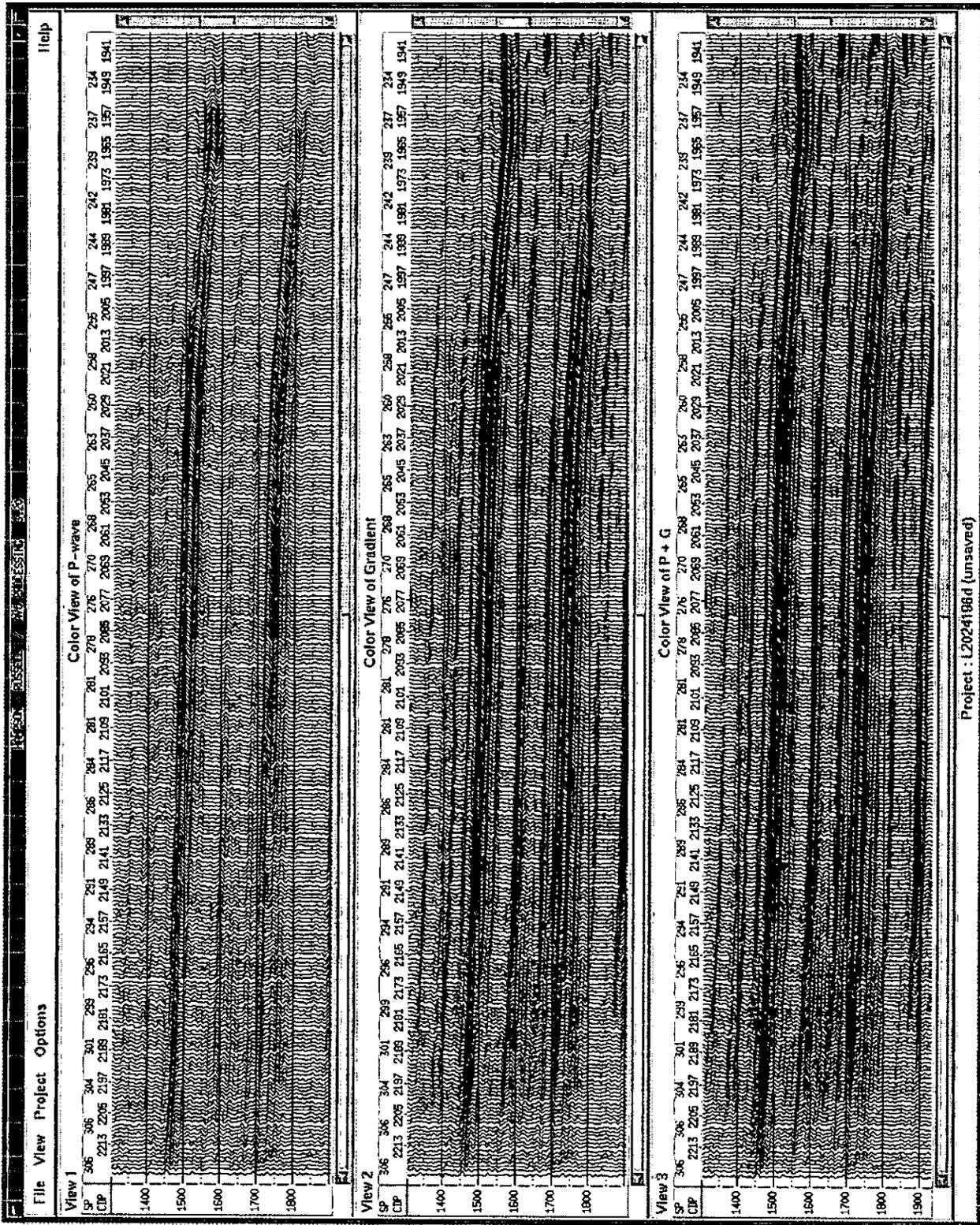


Figura IV.A.3.a.6. Secciones apiladas con diferentes atributos.

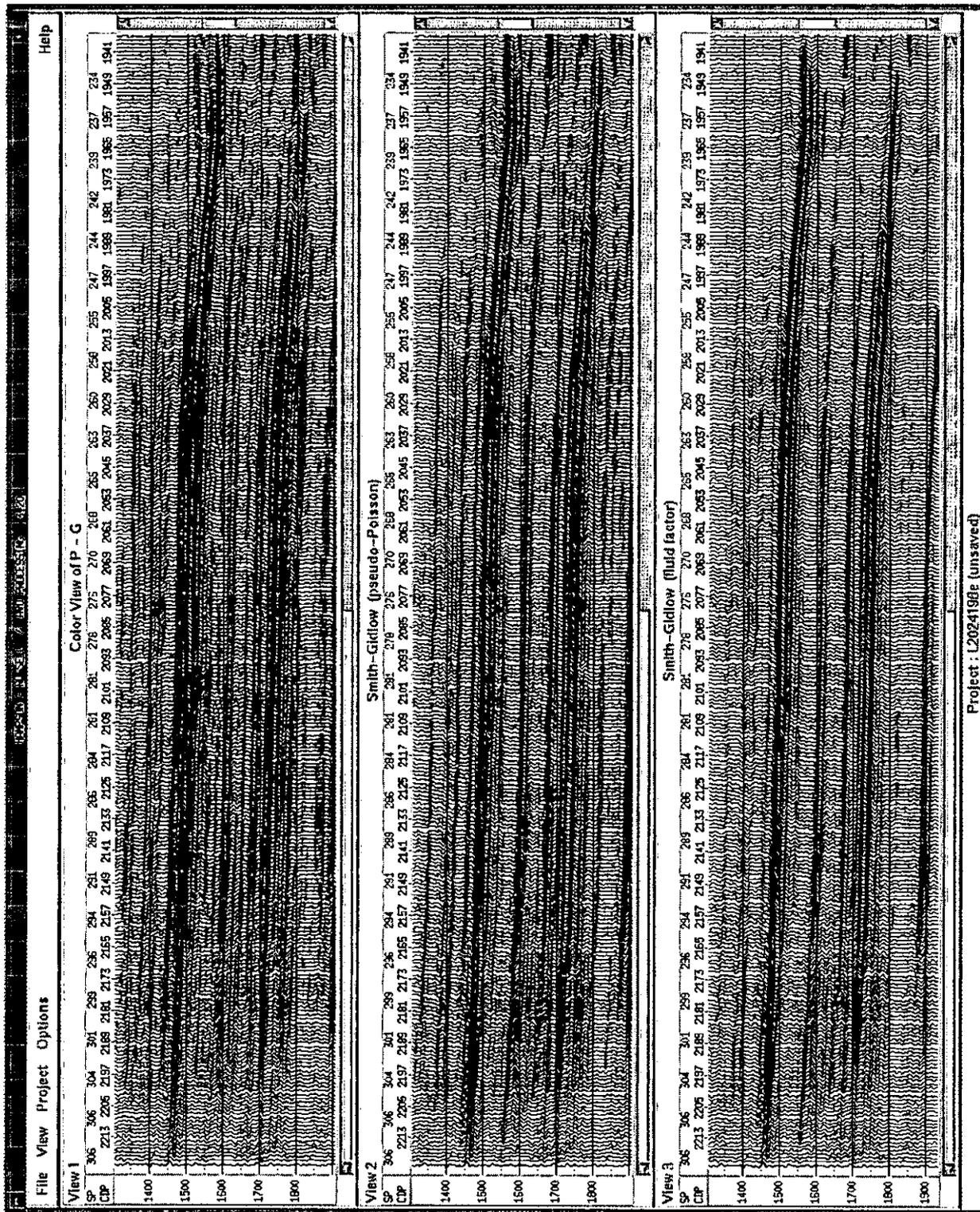


Figura IV.A.3.a.7. Secciones apliadas con diferentes atributos. P-G y de Smith and Gidlow.

Project : L2024198e (unsaved)

#### IV.A.3.a. INTERPRETACIÓN DE LOS ATRIBUTOS DE AVO EN LA LÍNEA 2024196.

Como se dijo anteriormente el producto de P\*G no produce ninguna anomalía cuando se usa para predecir arenas de alto valor de impedancia ya que el producto puede ser negativo. De ahí la necesidad de apoyarse en atributos relacionados en varias operaciones aritméticas.

En la Figura IV.A.3.2, se observa el valor dado en color rojo, para las regiones en los horizontes de interés donde se presenta la anomalía en el gráfico de envolvente de amplitud. Esta combinación se usa comúnmente por dos razones:

- Con la multiplicación de dos propiedades se enlazan aquellas regiones que pueden tener una fuerte respuesta de punto brillante y un fuerte gradiente.
- En arenas típicas con gas, se tiene un producto positivo (rojo) en cimas y bases de la arena.

En la Figura IV.A.3.a.6, se tiene el gráfico para el atributo de onda P, el cual representa la respuesta teórica de cero offset. Esta respuesta no aparece como un efecto de AVO. El siguiente gráfico es la propiedad del gradiente (G), o razón de cambio de las amplitudes en cada tiempo muestra como una función del ángulo de incidencia. Esta propiedad deberá contener el efecto entero de AVO.

El atributo de P+G en la Figura IV.A.3.a.6, es ayuda cuando se tengan tendencias de anomalías negativas, donde las amplitudes de las reflexiones de las arenas con gas sean cercanas a cero (clase 2). Por el contrario, cuando se tengan colores rojos oscuros será indicativo de un incremento en la amplitud para arenas de clase 3.

En la Figura IV.A.3.a.7, el gráfico del atributo de P-G corresponde a una propiedad dada a los límites en los cambios litológicos, ya que los valores de las trazas son reflectividades y no impedancias.

En la publicación hecha por Smith y Gidlow en la *Geophysical prospecting*, 35, 993-1014, de 1987 (Weighted stacking for rock property estimation and detection of gas), muestran que la combinación de la ecuación de Aki-Richards con la ecuación de mudrock de ARCO se puede estimar el efecto de los fluidos en los datos sísmicos (Figura IV.A.3.a.7). Su método es similar al de intercepto/gradiente, excepto que ellos no asumen un valor fijo para la relación  $V_p$  y  $V_s$ . En su escrito inicial, remueven los efectos de densidad usando la ecuación de Gardner. En un escrito más reciente (Detection of gas in sandstone reservoirs using AVO techniques: A 3-D seismic case using the Geostack technique, Fatti et al, *Geophysics* Vol 59, #9, September, 1994), los autores modifican su método para incluir los efectos de densidad. Su ecuación modificada es:

$$R = \frac{1}{2} R_p (1 + \tan^2 \theta) - 4 \left( \frac{V_s}{V_p} \right)^2 R_s \text{sen}^2 \theta - \left[ \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta \rho}{\rho} \tan^2 \theta \right) - 2 \left( \frac{V_s}{V_p} \right)^2 \left( \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) \text{sen}^2 \theta \right]$$

si se salta el tercer término para  $\theta < 35^\circ$ , tenemos:

$$R = \frac{1}{2} R_p (1 - \tan^2 \theta) - 4 \left( \frac{V_s}{V_p} \right)^2 R_s \text{sen}^2 \theta$$

para determinar  $V_s/V_p$ , ellos usaron la línea de mudrock:

$$V_p = 1360 \text{m/s} + 1.16 V_s$$

$R_p$  y  $R_s$  son extraídos usando el ajuste de la fórmula de la curva de mínimos cuadrados. Otra idea novel de Smith y Gidlow fue la de combinar  $R_p$ ,  $R_s$  y la ecuación de mudrock por la diferenciación de ésta:

$$\Delta V_p = 1.16 \Delta V_s$$

la cual se puede transformar a:

$$\frac{\Delta V_p}{V_p} = 1.16 \left( \frac{V_s}{V_p} \right) \frac{\Delta V_s}{V_s}$$

o finalmente

$$R_p = 1.16 \left( \frac{V_s}{V_p} \right) R_s$$

Se puede definir un factor de fluidos, el cual es un error residual fuera de la línea de mudrock (por lo tanto indicativo de fluido):

$$\Delta F = R_p - 1.16 \left( \frac{V_s}{V_p} \right) R_s$$

puesto que no conocemos  $V_s/V_p$ , se puede reescribir la ecuación anterior como:

$$\Delta F(t) = R_p - g(t)R_s(t)$$

donde  $\Delta F(t)$ = traza de factor de fluidos  
 $R_p(t)$ = traza de reflectividad de onda-P  
 $R_s(t)$ = traza de reflectividad de onda-S.

La pendiente de la línea de mudrock se puede usar “como es” de la ecuación de Castagna, o puede ser estimada localmente, usando cada una registros de pozos, o diseñando un propio uso empírico de las trazas sísmicas.

#### IV.A.3.b. ANÁLISIS DE GRÁFICOS CRUZADOS SOBRE EL ATRIBUTO DE P\*G EN LA LÍNEA 2024196.

Como ya se demostró tanto en teoría como en los ejemplos de las dos líneas precedentes, el análisis del gradiente en las combinaciones de varios gráficos de los atributos del intercepto y el gradiente en un tradicional gráfico sísmico, se identificaron las anomalías causadas por la presencia de hidrocarburos. Aunque este tipo de gráficos trabajan muy bien en anomalías de clase 3, no lo hacen igual en anomalías de clase 2.

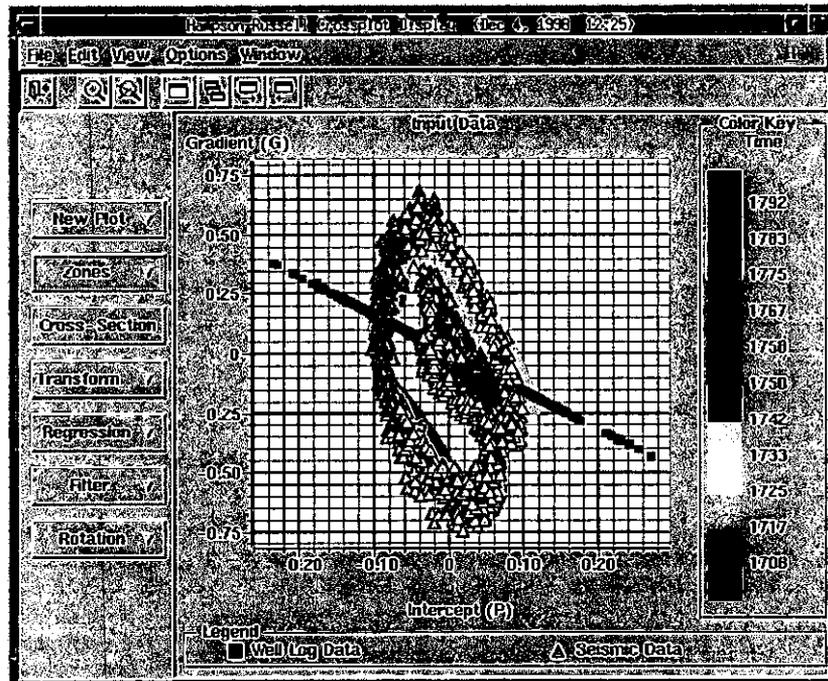


Figura IV.A.3.b.8. Análisis realizado entre el CDP 2040-2080.

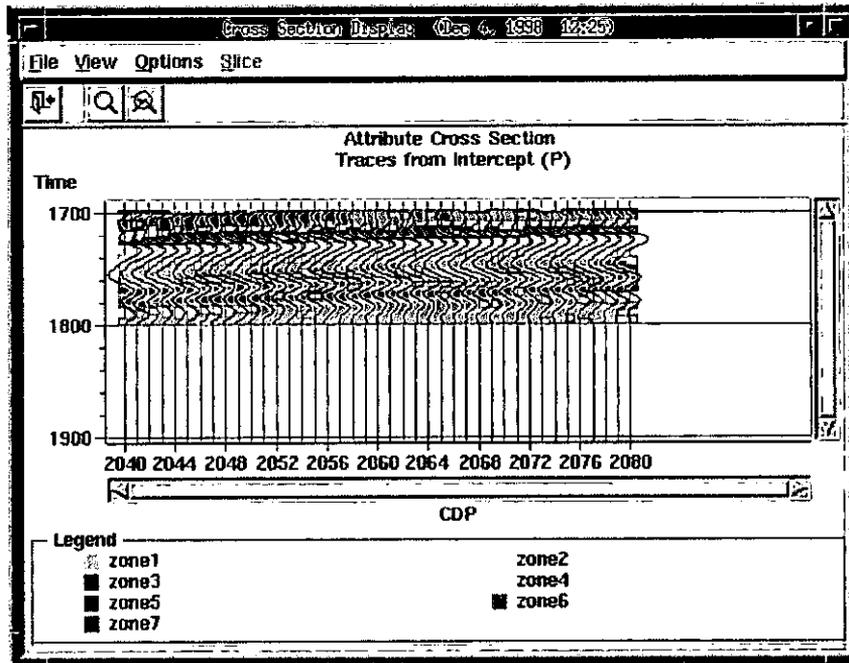


Figura IV.A.3.b.9. Análisis de la sección sísmica entre el CDP 2040-2080.

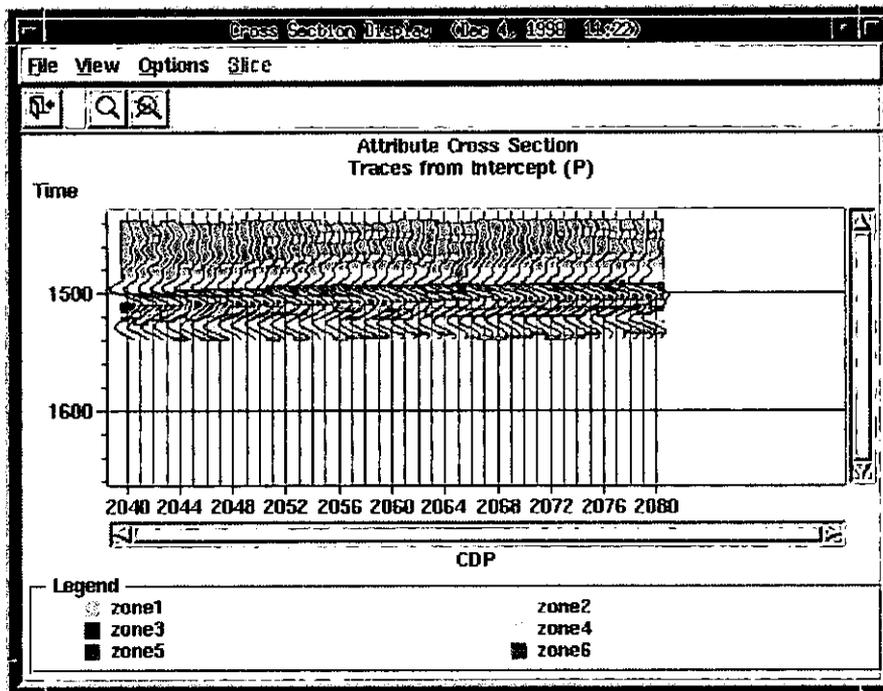


Figura IV.A.3.b.10. Análisis de la sección sísmica entre el CDP 2040-2080

Recientemente aparecieron dos escritos en *The Leading Edge*, que ilustran la interpretación de los gráficos de P\*G. El primero de Verm y Hilterman muestra como el gráfico puede ser usado para identificar anomalías de clase 2. El segundo de Castagna y Swan (*Principles of AVO Crossplotting*, TLE, April, 1997) discute los efectos de las relaciones de las variables  $V_p$  a  $V_s$  y también introduce el concepto de una anomalía de clase 4, la cual es una arena con gas con las mismas características de impedancia acústica como una anomalía de clase 3, pero con características opuestas de gradiente.

En secciones anteriores se vio que un gráfico de intercepto contra gradiente para una relación constante de  $V_p/V_s$  puede resultar en una constante de tendencia lineal negativa para una arena húmeda. Esto puede ser considerado como la “tendencia de fondo”, y cualquier anomalía de AVO deberá aparecer fuera de ella. En la Figura IV.A.3.b.8., se filtró la tendencia de fondo dada por el color rosa representada en el gráfico de la Figura IV.A.3.b.9, como la zona 1. La tendencia mostrada en ambas figuras corresponde a una anomalía de clase 3, típica de cuencas de gas del golfo de México. En la Figura IV.A.3.b.9, se tiene una secuencia de arenas alternantes de lutitas dentro de Queen City. En la Figura IV.A.3.b.10, se muestra el gráfico cruzado para un horizonte superior, que corresponde al inicio de la formación. La tendencia del pozo mostrado en ambos gráficos del intercepto contra el gradiente corresponde al pozo Marte R. Gómez.

#### **IV.A.3.c. MODELADO E INVERSIÓN DE AVO EN LA L-2024196.**

Un objetivo del análisis de la variación de la amplitud con el offset (AVO) es el de deducir las propiedades de las rocas del subsuelo de datos sísmicos preapilados. Las técnicas de AVO se usan para diferenciar la litología de las anomalías sísmicas relacionadas a hidrocarburos. Pero el esfuerzo significativo se aplica en la estimación de las velocidades de las ondas P y S en los objetivos del subsuelo (rocas del yacimiento) por medio de la inversión de AVO (Backus et al., 1987; Smith and Gidlow, 1987; Lortzer and Berkhout, 1989). Los éxitos de la inversión dependen ampliamente en la información incluida en los procesos (Martínez and McMechan, 1991). Drufuca y Mazzotti (1995) concluyen que el significado de la inversión de AVO requiere de un amplio rango de ángulos de incidencia, igualmente en datos sintéticos libres de ruido.

El super-gather formado para generar la sísmica del modelo se hizo con la contribución de 5 CDP's a cada lado del CDP medio (2060) y se apiló a un offset común. Para correlacionar las curvas de los registros del pozo a los datos sísmicos y diseñar la inversión de AVO, es importante tener la ondícula correcta. Esta se obtuvo por la extracción desde los gathers procesados donde se proyectaba el pozo (anomalía). La ventana de extracción fue de 1.3-1.75 segundos en el gather, con un rango de offset's de 87-1636 metros. El registro del pozo se usó para extraer la ondícula completa dentro de la ventana. Este método calcula un filtro de mínimos cuadrados que forman el registro del pozo de reflectividad a la traza sísmica (Hampson and Galbraith, 1981). La ondícula se extrajo con 200 msec de longitud y una razón de muestreo de 2 msec (igual a las dos líneas anteriores).

El modelado a través de las ecuaciones de ondas planas de Zoeppritz considera el desplazamiento y esfuerzo en la interfase reflectante como las condiciones límite para resolver los coeficientes de reflexión y transmisión como una función del ángulo de incidencia y las propiedades elásticas del medio. La comparación entre sismogramas sintéticos acústicos y elásticos muestran que las correcciones para los efectos derivados de la propagación de ondas que usan aproximaciones acústicas son inadecuadas. Las correcciones necesarias para ser calculadas se basan en aproximaciones elásticas, de tal modo que los efectos de atenuación inelástica sean previamente removidos.

La atenuación puede afectar las mediciones de la variación de la amplitud con el offset (AVO) también, alterando los coeficientes de reflexión en los límites entre dos capas. Adicionalmente, el efecto de propagación de onda en la ruta de fuente-reflector-receptor. Resultados en varios trabajos (Blangy, 1992) muestran que el salto en amplitud en la tendencia de AVO es el resultado de un incremento en el contraste aparente de impedancias entre dos capas. Los cambios de impedancia son causados por las propiedades viscoelásticas de las capas atenuantes. También, el efecto de atenuación intrínseco en la propagación de onda puede enmascarar una tendencia de AVO. Por ejemplo, una fuerte tendencia positiva de AVO causada por un límite de lutita/arena con gas puede mostrarse como plana por el hecho que las largas trayectorias en las arenas con gas u offset's grandes son más atenuadas. Por ello, los alcances del AVO deberán considerarse como viscoelásticos causados por la atenuación y dispersión, especialmente cuando están relacionados con yacimientos de gas altamente atenuantes.

El modelado sísmico se basa en una serie de registros que producen una respuesta sísmica sintética que no se iguala con los datos sísmicos en el pozo por diversos factores que también influyen, como la invasión de fluidos de perforación, la dispersión de las velocidades sísmicas y las pequeñas fluctuaciones en las propiedades del reflector (Fig. IV.A.3.c.11).

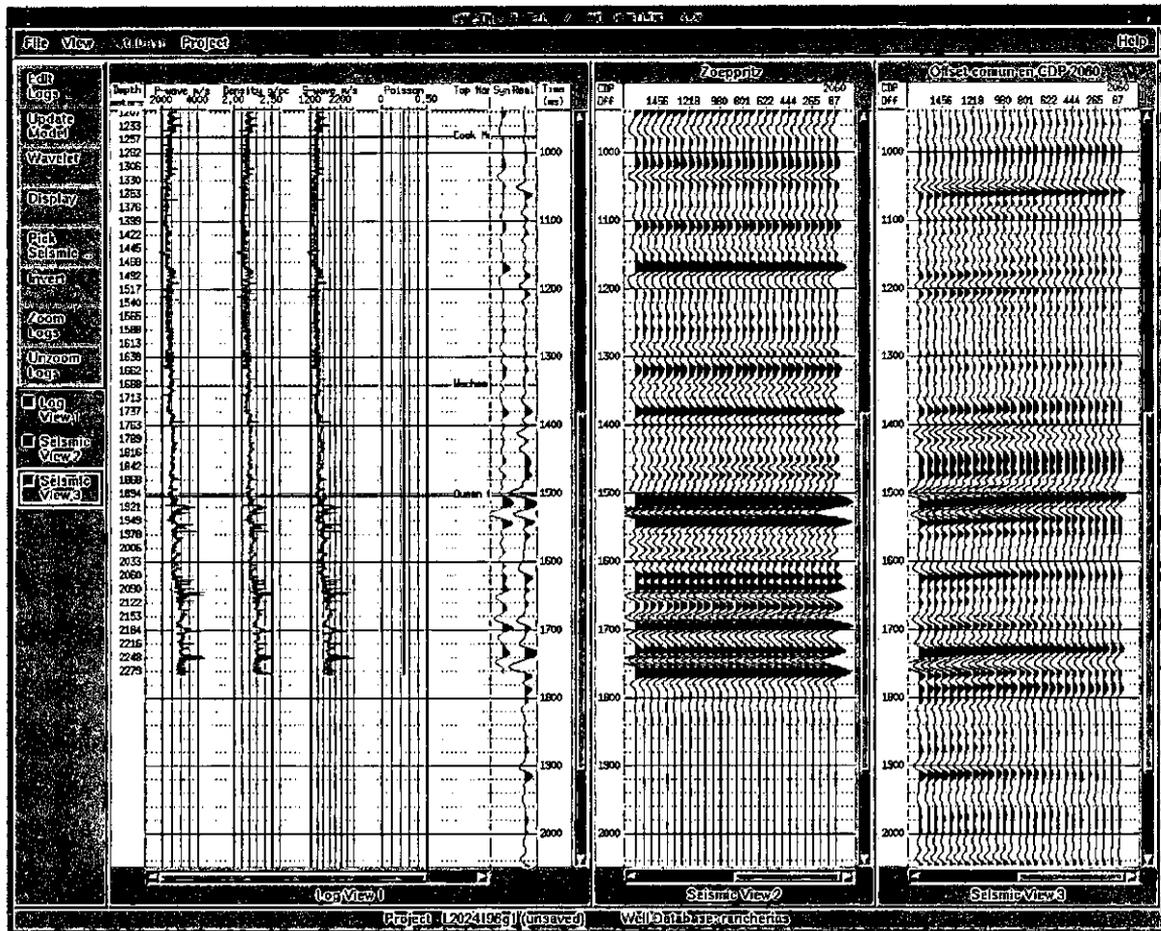


Fig.IV.A.3.c.11. Modelado con las ecuaciones de Zoeppritz y el pozo Marte R. Gómez-1.

#### IV.A.3.d. MODELADO DE INVERSIÓN DE AVO.

La inversión sísmica no es un proceso único, sin embargo, para que un modelo converja con los datos reales, el modelo inicial deberá tener una estructura de impedancia cercana a uno real para linearizar la inversión. La estimación de la velocidad de la onda S o los valores de la relación de Poisson dentro de la zona objetivo definen el modelo inicial.

La inversión de AVO se diseña usando un algoritmo interactivo y linearizado que permita fijar los constreñimientos. El procedimiento de inversión desarrollado en el paquete de AVO de Hampson-Russell tiene la derivación de la función objetivo, de acuerdo con la de Dahl y Ursin (1991), requiriendo de un modelo inicial que fija un número de capas. Para cada capa del modelo son necesarios los parámetros de las velocidades de las ondas P y S, los espesores y la densidad. La minimización del gradiente conjugado se usa en el procedimiento como el algoritmo de minimización y los procesos se detienen cuando se alcanza el máximo número de iteraciones. Para estabilizar el proceso, se pueden usar parámetros fijos, pocos de ellos pueden cambiar durante la inversión. Por ejemplo, el valor de la velocidad de la onda S puede tener un rango muy amplio y el valor de la densidad un rango permitido muy estrecho.

Los gathers sintéticos generados del modelo inicial no son similares a los gathers reales, como se observa en la Fig.IV.A.3.d.12. Sin embargo, después del proceso de inversión, el gather sintético generado concuerda con el gather real dentro de la zona objetivo (formación Queen City), y las reflexiones sísmicas que ocurren entre los 1500 y 1750 msec están presentes en ambos. Por lo tanto, el modelo inicial con gas, con las apropiadas propiedades mecánicas, converge con los datos reales sísmicos. La curva de velocidad de la onda S se determinó con el uso de la aproximación dada por la relación de la onda P a la onda S ( $V_p/V_s$ ) de 1.5 en arenas con gas (Gregory, 1976) y un valor constante de 2.5 en todo el registro.

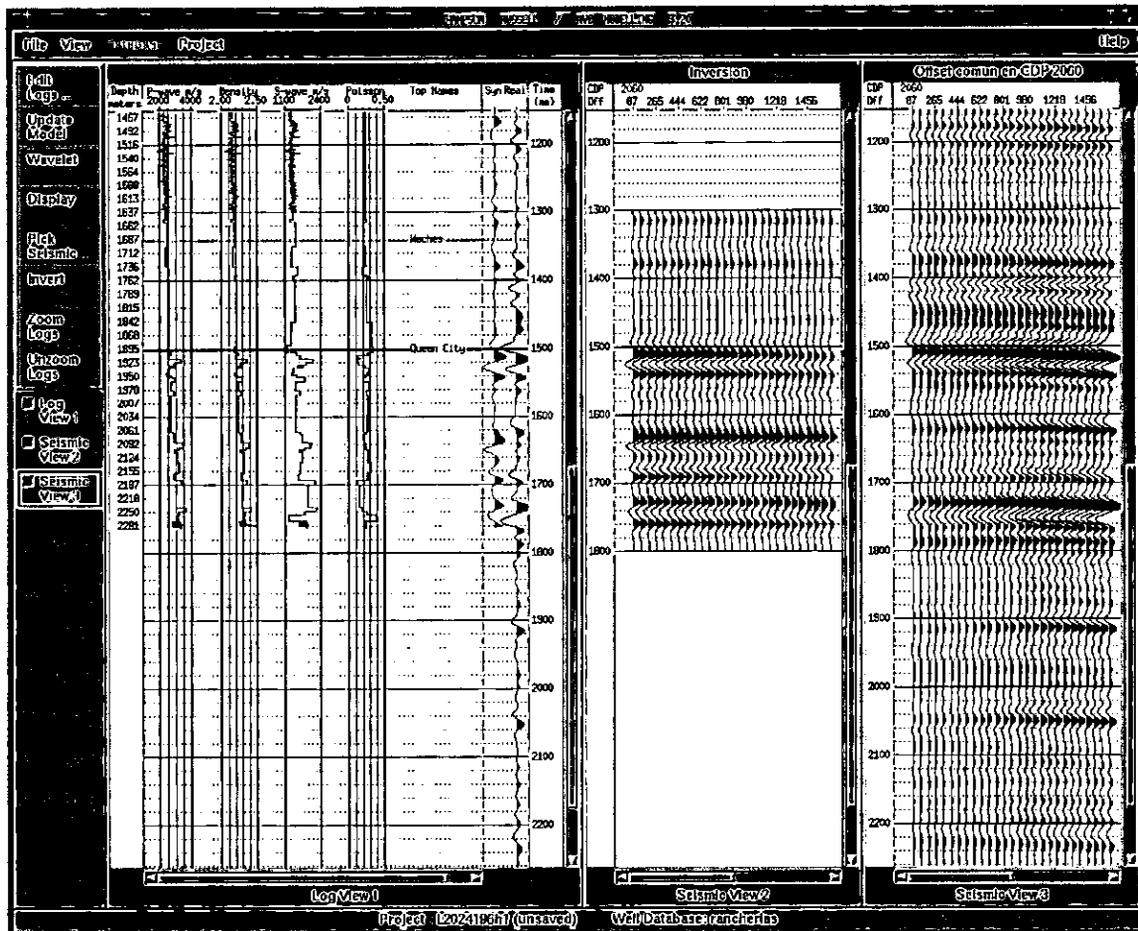


Fig.IV.A.3.d.12. Modelo de inversión con el pozo Marte R. Gómez-1

La inversión de AVO se diseñó con espesores de capas de 10 metros, permitiendo constreñimientos en las velocidades de la onda P de 500 m/s y 200 m/s para la velocidad de la onda S. En el modelo inicial, las curvas de los registros de pozo son muy similares a las de salida, tanto en la zona objetivo del modelo real como en el modelo después de la inversión (Fig.IV.A.3.d.13). Sin embargo, las diferencias ocurren dentro de la zona donde la velocidad de la onda S decrece y el espesor total de la zona de interés es sustancialmente reducida. Los valores en la relación de Poisson cambian entre los 1500 y 1520 y entre 1680 y 1740 msec del valor inicial de 2.5. El gather sintético generado del modelo inicial no es similar al gather real (Fig.IV.A.3.c.11) dentro de la zona objetivo y las reflexiones que ocurren entre los 1500 y 1750 msec están presentes en ambos. En este caso, cuando la relación de Poisson en el modelo inicial se escoge correctamente, la inversión converge al empatar éste con el real. Este tipo de estudios ilustra el escollo potencial de linearizar la inversión de AVO cuando un modelo inicial formal no está disponible.

Las fluctuaciones de la impedancia de la onda P y la densidad son el producto de la inversión. El precio de esta decisión es que la inversión ya no toma cantidades propias del efecto físico real del AVO; el uso de este tipo de técnicas con los datos de campo de un registro proyectado, presenta una combinación de las fluctuaciones de los parámetros elásticos como una imposición a las fluctuaciones en la densidad. Alternativamente, dada una estructura de impedancia relativamente exacta circundante a la zona objetivo, se carece de convergencia usándose para discriminar de nuevo las hipótesis que son inconsistentes con los datos sísmicos.

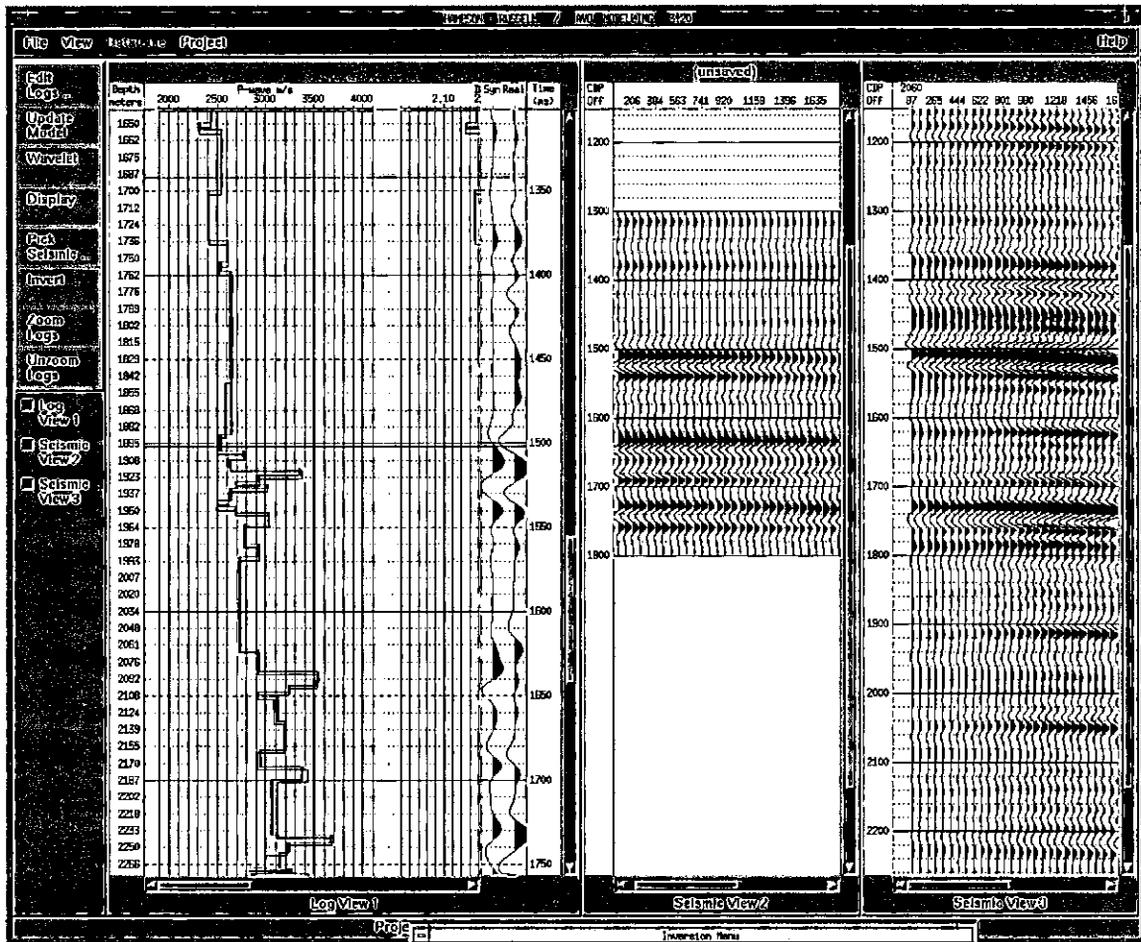


Fig.IV.A.3.d.13. Modelo de inversión con el pozo Marte R. Gómez-1. Nótese el corrimiento en la curva original después de la inversión. Cubrimiento de offset's cercanos invertidos y la curva original de velocidad de la onda P.

## V. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

Cuando se introduce gas en una fracción del volumen de poro con agua de formación en un yacimiento de arena, se produce un dramático cambio en los parámetros petrofísicos y por lo tanto en los coeficientes de reflexión, ésta es la razón fundamental del AVO. Muchos de los factores tales como la presión, litología y capas delgadas pueden causar efectos de AVO que no están relacionados a la presencia de hidrocarburos. El identificar las zonas de arenas con gas conociendo los efectos en la respuesta sísmica para extrapolar esta relación a otras zonas de interés en el área de estudio, es posible si se incrementan la resolución de la respuesta sísmica y la relación señal/ruido preservándose amplitud, fase y frecuencia en la secuencia de proceso. Debe establecerse una correspondencia directa entre la respuesta sísmica y la variación litológica, generando modelos geológicos que se relacionen con el ambiente de depósito y tipo de roca.

Los problemas de imágenes, interferencia y proyecciones de los registros de pozos en el modelado pueden afectar severamente los resultados de un análisis de AVO. El ruido coherente y la energía de modo convertida causan aberraciones en el gradiente de AVO que quizá enmascaren la respuesta real que se observara en su ausencia. Por esto, en muchos casos el valor de  $R_0(\theta)$  puede sufrir diversos cambios, dando con ello desde inversiones de signo hasta reducciones en el valor del gradiente.

Antes de cualquier análisis hay que generar modelos para yacimientos con y sin hidrocarburos con datos petrofísicos confiables, comparar los datos de Puntos de Reflejo Común y los sintéticos de AVO, verificar los datos de PRC con reflectores clave de la sísmica con un cubrimiento completo en el subsuelo, examinar la secuencia de procesamiento que pudiera afectar el gradiente de AVO y considerar alternativas de perfiles sísmicos. Los modelos de Gassmann deben aplicarse rutinariamente a los datos obtenidos de registros sísmicos dipolares para predecir la respuesta sísmica fuera del pozo, donde la saturación pueda ser diferente.

Los atributos sísmicos constituyen una importante información que complementan los datos de pozos, pero su aplicación debe hacerse con cuidado, para esto se requiere de un buen entendimiento del modelo geológico y de las variaciones de la respuesta sísmica debidas a las propias del yacimiento. De los atributos generados de los datos sísmicos, los relacionados con la amplitud y la impedancia son los de más utilidad en la caracterización cuantitativa de un yacimiento, ya que se relacionan directamente con la litología, porosidad, relleno de poros y otros factores propios de las rocas.

Los gráficos cruzados de AVO son útiles para la interpretación de anomalías en el contexto de la litología y fluidos en los poros, ya que dan una tendencia de fondo para reflexiones de interfases que no están relacionadas a hidrocarburos. Esta tendencia, que se conoce como línea de fluidos, viene de la correlación de las propiedades de las rocas. El relacionar las anomalías de AVO a las propiedades de las rocas y fluidos en los poros es muy importante para calibrar atributos sísmicos (no relacionados con hidrocarburos) con la

tendencia de fondo de las propiedades de las rocas. Por lo que, una vez que se tiene una tendencia de fondo es posible establecer una interpretación cuantitativa de una anomalía.

Las anomalías de AVO se deben de ver propiamente como desviaciones en la línea de fondo dada por la tendencia recíproca de alguna propiedad física de las rocas relacionada a hidrocarburos o factores litológicos. De ahí la importancia de contar con registros geofísicos de alta calidad y con suficiente información petrofísica para el desarrollo de modelos acordes a la realidad física del subsuelo. La toma de registros que relacionen directamente las ondas de compresión, de corte y de relación de poisson, hace más consistentes los modelos petrofísicos con la sísmica, dando una relación directa entre la litología y el modelo sísmico sintético. Las relaciones de Biot-Gassman se usaron para generar pseudo-registros que estuvieron limitados a los datos con los que se contaron para este análisis. La generación de modelos sintéticos para yacimientos sin hidrocarburos es también una fuente invaluable de información petrofísica, por lo que se debe tener en cuenta el considerar la toma de registros en pozos no productores.

Los reprocesos en datos pre-apilados se deben hacer para mejorar la consistencia con la superficie, preservar amplitud y fase, considerando la utilización de la ondícula. Hay que reexaminar los registros analizados y considerar la toma de registros del tipo DSI.

La observancia de estos procedimientos pueden ayudar a hacer respuestas de AVO más robustas y más consistentes con la realidad del subsuelo, incrementando la fe en las técnicas de AVO.

## **BIBLIOGRAFÍA.**

Allen, J. L., and Peddy, C. P., 1993, Amplitude Variation with Offset: Gulf Coast Case Studies. Geophysical Developments Series, Volume 4.

Castagna, J. P., 1993, AVO Analysis-Tutorial review. Offset-Dependent Reflectivity-Theory and Practice de AVO Analysis. Society of Exploration Geophysicists.

Castagna, J. P., 1993, Petrophysical imaging using AVO. The Leading Edge, March.

Dey-Sarkar, S. K., and Svatek, S. V., 1993, Prestack Analysis-An Integrated Approach of Seismic Interpretation in Clastic Basin. Offset-Dependent Reflectivity-Theory and Practice of AVO Analysis. Investigations in Geophysics No. 8.

Domenico, S. N., 1984, Rock litology and porosity determination from shear and compressional wave velocity. Geophysics, VOL. 49, No. 8.

Fatti, J. L., Smith, G. C., Vail, P. J., Strauss, P. J., and Levitt, P. R., 1994, Detection of gas in sandstone reservoirs using AVO analysis: A 3-D seismic case history using the Geostack technique. Geophysics, VOL. 59, No. 9.

Gardner, G. H. F., Wyllie, M. R. J., and Droschak, D. M., 1981, Chapter 2. Effects of pressure and fluid saturation on the attenuation of elastic waves in sands. Seismic Wave Attenuation. Geophysics reprint series, No.2.

Gassman, F., 1951, Elastic waves through a packing of spheres. Geophysics, Vol. 16.

Grant, F. S., and West, G. F. 1975, Interpretation Theory in Applied Geophysics. McGraw-Hill Book Co.

Gregory, A. R., 1976, Fluid saturation effects on dynamic elastic propeties of sedimentary rocks. Geophysics, VOL. 41, No. 5.

Gutiérrez, Nuñez. J. J., 1981, Procesos e interpretación de secciones de pseudovelocidades de intervalo en el sureste de México. Revista del Instituto Mexicano del Petróleo. VOL.XIII, No.2, abril.

Hampson D., Galbraith, M., 1995, Wavelet Extraction by Sonic Log Correlation. AVO WORKSHOP, Theory & Exercises. Hampson and Russell Software.

Hampson and Russell, 1995, AVO WORKSHOP, Theory & Exercises. Hampson and Russell Software.

Hampson, D., 1986, Inverse velocity stacking for multiple elimination. Journal of the Canadian of Exploration Geophysicists. Vol. 22, No.1.

Hampson, D., Russell, B., and Chun, J., 1990, Noise elimination and the Radon transform. Part 1 and Part 2. The Leading Edge, October.

Han, D., Nur, A., and Morgan, D., 1986, Effects of porosity and clay content on wavw vwlocities in sandstone. Geophysics, VOL. 51, No. 11.

Hubral, P., Schleicher, J., Tyger, M., and Hanitzsch, Ch., 1993, Determination of Fresnel zones from traveltme measurements. Geophysics, VOL. 58. No.5.

Hilterman, Fred., 1993, Is AVO The Seismic Signature of Lithology?. Case History of Ship Shoal-South Addition. Geophysical Development Corporation.

- Hilterman, Fred and Verm, Richard., 1995, Lithology color-coded seismic sections: The calibration of AVO crossplotting to rock properties. *The Leading Edge*, Vol. 14, No.8.
- Jones, I. F., Mandache, V., Cambell, S., and Lancaster, Steve., 1996, 3-D AVO processing: Evolution of a processing sequence. Annual Meeting SEG.
- Johnston, David H., and Toksoz, M. Nafi, 1981, Chapter 1. Definitions and Terminology. *Seismic Wave Attenuation*. Geophysics reprint series, No.2.
- Kan, T. K., and Young, C. Y., 1993, Prestack Synthetic of Finely Layered Elastic Earth. Offset-Dependent Reflectivity-Theory and Practice of AVO Analysis. *Investigations in Geophysics* No. 8.
- Kjartansson, Einar, 1981, Constant Q-Wave propagation and attenuation. Chapter 5. *Seismic Wave Attenuation*. Geophysics reprint series, No.2.
- Koefoed, O., 1955, On the effect of Poisson's ratios of rock strata on the reflection coefficients of plane waves. *Geophysical Prospecting*. Vol. 3.
- Landrø, Bulang and D'Angelo., 1995, Target-oriented AVO inversion of data from Valhall and Hod Fields. *The Leading Edge*, Vol.14, No.8.
- Mallick, Subhashis, 1993. A simple approximation to the P-wave reflection coefficient and its implication in the inversion of amplitude variation with offset data. *Geophysics*, Vol.58, No.4.
- Marion, D., Nur, A., Yin, H., and Han, D., 1992, Compressional velocity and porosity in sand-clay mixtures. *Geophysics*, Vol. 57, No.4.
- Martínez, Rubén Darío M., 1996, Curso de Sismología de Yacimientos: un requisito para la caracterización moderna de yacimientos. Reynosa Tamaulipas. The Andrews Group International, Inc. División de Geociencias.
- Martínez, Rubén Darío M., 1993, Wave propagation on amplitude variation with offset measurements: A modeling study. *Geophysics*, VOL. 58, No.4.
- Martínez, R. D., and McMechan, G. A., 1988, Analysis of absorption and dispersion effects in synthetic  $\tau$ -p seismograms. *Geophysics*, VOL. 52, No. 8.
- Martínez, R. D., and McMechan, G. A., 1991,  $\tau$ -p seismic data for viscoelastic media -part 1: Modelling. *Geophysical Prospecting*, Vol. 39.
- Martínez, R. D., and McMechan, G. A., 1991,  $\tau$ -p seismic data for viscoelastic media -part 2: Linearized Inversion. *Geophysical Prospecting*, Vol. 39.
- Mazzotti, A., 1991, Amplitude, phase and frequency versus offset applications. *Geophysical Prospecting*, Vol. 39.
- Miles, D. , Bennet, L., Gassaway, G., Brown, R., Bainer, R., 1990, Detecting Hydrocarbons in Reef Using AVO Analysis: A case History from Alberta, Canada. SEG Slide Set No.20.
- Mitchell, A. R., and Kelamis, P. G., 1990, Efficient tau-p hyperbolic velocity filtering. *Geophysics*, Vol. 55, No. 5.
- Miranda, Lino R. P., y Mata, Marta E. J., 1996, Evaluación del Potencial en la Cuenca de Macuspana. VII Simposium de Geofísica y Exposición. Veracruz, Méx.

- Nester, McCuen & West., 1996, More practical lessons have emerged while applying AVO in South Texas' Yegua gas trend. *The Leading Edge*, Vol.15, No.11.
- Neidell, N., 1986, Amplitude variation with offset. *The Leading Edge*, March.
- Ostrander, W. J., 1984, Planes-wave reflection coefficients for gas sands at nonnormal angles of incidence. . *Geophysics*, Vol. 49, No. 10.
- O'Doherty, R. F., and Anstey, N. A., 1971, Reflections on amplitudes. *Geophysical Prospecting*, Vol. 19.
- Pennington, Wayne D., 1997, Seismic Petrophysics: An applied science for reservoir geophysics. *The Leading Edge*, Vol. 16, No.3.
- Resnick, J. R., 1993, Seismic Data Processing for AVO and AVA Analysis. Offset-Dependent Reflectivity-Theory and Practice of AVO Analysis. *Investigations in Geophysics* No. 8.
- Regueiro, José y Peña, Andrés., 1996, AVO in North of Paria, Venezuela:Gas methane versus condensate reservoirs. *GEOPHYSICS*, VOL. 61, No.4.
- Ross, C. P., 1993, AVO in the presence of coherent noise. *The Leading Edge*. March.
- Rutherford, S. R., and Williams, R. H. 1989. Amplitude-versus-offset variations in gas sands. *Geophysics*, Vol. 54, No. 6.
- Shuey, R. T., 1985, A simplification of the Zoeppritz equations. *Geophysics*, VOL. 50, No. 4.
- Sheriff, R. E., 1975, Factors affecting seismic amplitudes. *Geophysical Prospecting*, Vol. 23.
- Sheriff, R. E., 1977, Limitations on Resolution of Seismic Reflections and Geologic Detail Derivable from Them. *AAPG. Memoir* 26.
- Smith, G. C., and Gidlow, P. M., 1987, Weighted stacking for rock property estimation and detection of gas. *Geophysical Prospecting*. Vol. 35.
- Spratt, R. S., Goins, N. R., and Fitch, T. J., 1993, Pseudo-Shear The Analysis of AVO. Offset-Dependent Reflectivity-Theory and Practice of AVO Analysis. *Investigations in Geophysics* No. 8.
- Tatham, R. H., and Stoffa, P. I., 1976,  $V_p/V_s$  A potential hydrocarbon indicator. *Geophysics*, VOL. 41, No.5
- Taner, M. T., and Koehler, F., 1981, Surface consistent corrections. *Geophysics*, VOL. 46, No 1.
- Ursin, B., 1990, Offset-dependent geometrical spreading in a layered medium. *Geophysics*, VOL. 55, No 4.
- Walden, A. T., 1991, Making AVO sections more robust. *Geophysical Prospecting*, Vol. 39.
- Wyllie, M. R. J., Gardner, G. H. F., and Gregory, A. R., 1981, Chapter 2. Studies of elastic wave attenuation in porous media. *Seismic Wave Attenuation*. *Geophysics reprint series*, No.2.