



UNIVERSIDAD DE CHILE.  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS.  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA.

INTERPRETACIÓN GEOLÓGICA DE LOS PARÁMETROS ELÁSTICOS DE LA  
FORMACIÓN ZONA GLAUCONÍTICA OBTENIDOS A PARTIR DE REGISTROS  
SÍSMICOS DE REFLEXIÓN, BLOQUE ARENAL, TIERRA DEL FUEGO, CHILE.

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO.

MATÍAS ANDRÉS AEDO ROJAS

PROFESOR GUÍA:

ENRIQUE ZURITA BARRIOS

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

SERGIO SEPULVEDA VALENZUELA

EMILIO VERA SOMMER

Este trabajo ha sido financiado por ENAP-SIPETROL

SANTIAGO DE CHILE

2017

## **RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR**

**AL TÍTULO DE:** Geólogo

**POR:** Matías Andrés Aedo Rojas

**FECHA:** 02/11/2017

**PROFESOR GUÍA:** Enrique Zurita Barrios

### **INTERPRETACIÓN GEOLÓGICA DE LOS PARÁMETROS ELÁSTICOS DE LA FORMACIÓN ZONA GLAUCONÍTICA OBTENIDOS A PARTIR DE REGISTROS SÍSMICOS DE REFLEXIÓN, BLOQUE ARENAL, TIERRA DEL FUEGO, CHILE.**

La Formación Zona Glauconítica, de edad paleocena-eocena depositada durante el desarrollo de la Cuenca de Antepaís de Magallanes, es considerada un reservorio no convencional de gas ya que debido a su baja permeabilidad requiere de estimulación mediante fracturamiento hidráulico para obtener flujos comercialmente atractivos de gas. En vista de lo anterior, en este trabajo se estimaron los parámetros elásticos de este reservorio a partir de sísmica 3D, ya que un adecuado conocimiento de las propiedades elásticas debería, basados en la teoría y experiencia, permitir la predicción de la geometría de las fracturas hidráulicas y el comportamiento productivo de los pozos.

La metodología para la estimación de los parámetros elásticos ( $E$ ,  $\nu$ ,  $\lambda$  y  $\mu$ ) consiste en la realización de una inversión sísmica simultánea para posteriormente poder estimar los volúmenes de estos parámetros elásticos. Además para validar los resultados de la inversión sísmica se comparan con modelos geomecánicos 1D generados a partir de registros geofísicos de pozos disponibles en el área de estudio.

Una vez validado los resultados de la inversión sísmica se procede a generar mapas de los promedios de los parámetros elásticos en el intervalo donde se concentra la mayor cantidad de gas, a este intervalo lo llamaremos Zona de Interés. Los valores de los parámetros elásticos presentes en los mapas se encuentran entre los rangos de valores que exhiben las Arcillas del Golfo de México y Areniscas *Tight-Gas*. Lo anterior es coherente con la litología de la Zona de Interés que corresponde a intercalaciones de arcillolitas, limoarcillolitas y areniscas. En cuanto a su distribución geográfica los parámetros  $\lambda$  y  $\nu$  presentan sus menores valores hacia el W y aumentan en dirección NE. Por otro lado,  $E$  y  $\mu$  presentan sus mayores valores hacia el W y disminuyen en dirección NE. Entre los factores que influirían en la variación espacial de los módulos elásticos se encuentran: (1) la compactación, (2) la compresibilidad de la roca, la cual está ligada a la saturación de gas en los poros y (3) la mineralogía de la matriz de la roca. Estos 3 factores responden a la distribución de facies dentro de una cuenca de antepaís donde los depósitos del borde más subsidente tienen una mayor granulometría que los depósitos coetáneos del extremo cratónico. Producto de esto es que hacia el Oeste en la zona de estudio tenemos las rocas más frágiles (mayores  $E$  y menores  $\nu$ ), ya que estas rocas están más compactadas porque se depositaron a mayor profundidad y además tienen un menor contenido de arcillas debido a que están más cercanas a los terrenos alzados del borde activo en comparación con las rocas ubicadas hacia el Este.

Finalmente, de acuerdo a los antecedentes recopilados se interpreta que el ambiente de depositación correspondería a una plataforma alzada. Este alzamiento de la plataforma se atribuye a la implantación del bulbo periférico hacia el Este de la zona de estudio en respuesta del aumento de la carga tectónica que se produjo entre el Paleoceno y Eoceno Inferior.

## **Agradecimientos.**

En primer lugar me gustaría agradecer sinceramente a mi profesor guía, Enrique Zurita, quien confió en mis capacidades y me brindó el apoyo y motivación para poder realizar este trabajo.

A la empresa ENAP SIPETROL, y en especial a su gerente de exploraciones Lisandro Rojas por darme la oportunidad de desarrollar este trabajo, financiando mi viaje a Punta Arenas y facilitando la información necesaria para desarrollar el tema.

A la gente de ENAP SIPETROL y ENAP MAGALLANES que pude conocer, por la cálida recepción, el apoyo brindado y la buena voluntad de ayudar que siempre mostraron. En especial agradecer a Ricardo Zapata, Carlos Retamal, Tatiana, Loreto, Aldo, Jesús, Tomas, Juan Pablo.

A los profesores Sergio y Emilio que aceptaron ser parte de la comisión de este trabajo de memoria.

A mis amigos de Copiapó, en especial a Dres, Lucho, Nacho y los copiapinos “nacionalizados” Chalo y Hernán con quienes luchamos juntos para poder pasar plan común con esas juntas de estudio que me sirvieron a la larga para todo el resto de mi estadía en la universidad.

A mis amigos que hice en geología con quienes compartí en terreno y varios carretes durante estos años Oscar, Pollo, Garreton, Maururu, Omar, Dieguito, Edu y David.

Y finalmente agradecer a mis Padres y familia quienes son un pilar fundamental en mi vida, brindándome apoyo incondicional durante todos estos años.

# Tabla de Contenido.

1	Introducción.....	1
1.1	Fundamentación del Estudio. ....	1
1.2	Ubicación Geográfica. ....	2
1.3	Objetivos.....	3
1.3.1	Objetivo Principal.....	3
1.3.2	Objetivos Específicos. ....	3
1.4	Metodología.....	3
1.4.1	Registros de Pozos.....	4
1.4.2	Sísmica de Reflexión. ....	4
1.4.3	Análisis e Interpretación de Resultados.....	7
2	Marco Geológico. ....	8
2.1	Marco Tectónico.....	8
2.2	Evolución Geológica de la Cuenca de Magallanes. ....	10
2.2.1	Basamento de Tierra del Fuego.....	10
2.2.2	Etapa Extensional. ....	11
2.2.3	Etapa Compresiva.....	14
2.2.4	Geología Estructural de la Cuenca de Magallanes. ....	20
2.3	Estratigrafía del Subsuelo de Magallanes.....	25
2.3.1	Formación Lutitas Arenosas (Mordojovich, 1951). ....	26
2.3.2	Formación Zona Glauconítica (Mohr, 1945 citado en Hauser, 1964).....	26
2.3.3	Grupo Bahía Inútil (Cañón, 1968).....	28
2.3.4	Formación Areniscas Arcillosas (Mordojovich, 1951). ....	28
2.3.5	Formación Brush Lake (Barwick, 1955). ....	28
2.3.6	Formación Filaret (Cortés y Céspedes, 1955). ....	29
2.3.7	Formación Palomares (Keidel y Hemmer, 1931).....	29
3	Marco Teórico. ....	30
3.1	Geomecánica. ....	30
3.1.1	Estado de Esfuerzos y Deformación.....	30
3.1.2	Módulos Elásticos ....	33
3.1.3	Análisis Lambda-Mu-Rho (LMR).....	37
3.2	Petrofísica. ....	38
3.2.1	Registros de Pozos.....	38

3.3 Sísmica de Reflexión.....	43
3.3.1 Modelo Convolutacional.....	44
3.3.2 Análisis de la Amplitud en Función del <i>Offset</i> (AVO).....	46
3.3.3 Ondícula Sísmica.....	51
3.3.4 Factores que Afectan la Amplitud Sísmica y Procesamiento.....	53
3.3.5 Conversión de <i>Offset</i> a Ángulo.....	60
3.3.6 Inversión.....	61
4 Marco Metodológico.....	67
4.1 Registros de Pozos.....	67
4.1.1 Carga de Pozos.....	67
4.1.2 Control de Calidad (QC) de Registros de Pozo y Modelo Geomecánico 1D.....	67
4.1.3 Identificación de Zonas.....	68
4.2 Sísmica de Reflexión.....	68
4.2.1 Carga de datos Sísmicos.....	68
4.2.2 Conversión de Registros de Pozo a Escala Sísmica.....	69
4.2.3 Calibración Sísmica-Pozo y Estimación de Ondícula.....	70
4.2.4 Construcción de Modelos Iniciales.....	74
4.2.5 Inversión.....	75
4.2.6 Control de Calidad de Volúmenes Invertidos.....	75
4.2.7 Calculo de Parámetros Elásticos.....	76
4.3 Análisis e Interpretación de Resultados.....	76
5 Resultados.....	77
5.1 Registros de Pozos.....	77
5.1.1 Control de Calidad (QC) de Registros de Pozo y Modelo Geomecánico 1D.....	77
5.1.2 Identificación de Zonas.....	78
5.2 Sísmica de Reflexión.....	83
5.2.1 Generación de Apilados Parciales por Ángulo ( <i>Angle-Stack</i> ).....	83
5.2.2 Conversión de Registros de Pozo a Escala Sísmica.....	85
5.2.3 Calibración Sísmica-Pozo y Estimación de Ondícula.....	86
5.2.4 Construcción del Modelo Inicial.....	89
5.2.5 Inversión.....	92
5.2.6 Control de Calidad de Volúmenes Invertidos.....	93
5.2.7 Mapas de Distribución de la Zona de Interés.....	105
6 Discusión.....	116

6.1 Diferencias en el Valor de los Parámetros Elásticos Obtenidos por el Procesamiento Sísmico y Registros de Pozos.....	116
6.2 Factores que Afectan el Valor de los Parámetros Elásticos. ....	117
6.3 Parámetros de Lamé Versus Velocidades de Onda. ....	125
6.4 Interpretación Geológica de los Parámetros Elásticos. ....	127
7 Conclusión. ....	129
8 Bibliografía.....	130

## Índice de Tablas.

<b>Tabla 3. 1:</b> Tabla de módulos elásticos para medios isótropos. ....	37
<b>Tabla 3.2:</b> Valores de Q para distintas litologías.....	53
<b>Tabla 5. 1:</b> Valores utilizados para calcular la ventana de Backus. ....	85
<b>Tabla 5.2:</b> Parámetros de los variogramas teóricos a los cuales fueron adaptados los variogramas experimentales. ....	91
<b>Tabla 5.3:</b> Pozos ciegos y pozos utilizados para cada inversión.....	93
<b>Tabla 5.4:</b> Correlación cruzada entre los valores resultantes de la inversión y los registros de pozo.. ....	97
<b>Tabla 5.5:</b> Parámetros de los Variogramas teóricos. ....	106
<b>Tabla 5.6:</b> Valores típicos de parámetros elásticos para rocas y minerales formadores de roca. Valores obtenidos de Mavko et al., 2003. ....	115

# Índice de Figuras

<b>Figura 1.1:</b> Distribución geográfica potencialmente pagadora de la Zona Glauconítica en subsuperficie.....	2
<b>Figura 1.2:</b> Ubicación del bloque Arenal y área de estudio.....	2
<b>Figura 1.3:</b> Diagrama de flujo de trabajo.....	3
<b>Figura 2.1:</b> Configuración tectónica del sector más austral de Sudamérica y la península Antártica.....	8
<b>Figura 2.2:</b> Principales Provincias tectónicas de la región.....	9
<b>Figura 2.3:</b> Ubicación del Batolito patagónico, Formaciones Ibañez, El Quemado y Tobifera, Complejos ofiolíticos, complejo metamórfico occidental y complejo metamórficos andino oriental.....	11
<b>Figura 2.4:</b> Ruptura de Gondwana en el Jurásico Medio.....	11
<b>Figura 2.5:</b> Desarrollo de grábenes y hemigrábenes y generación de grande volúmenes de magma durante el Jurásico Medio.....	12
<b>Figura 2.6:</b> Ubicación de la provincia magmática acida y su relación con el magmatismo Jurásico de Gondwana.....	12
<b>Figura 2.7:</b> Apertura de la cuenca marginal de Rocas Verdes (RV) y el Mar de Wedell en el Jurásico Superior.....	13
<b>Figura 2.8:</b> Apertura de la cuenca de Rocas Verdes durante el Jurásico Superior.....	13
<b>Figura 2.9:</b> Subsistencia térmica durante el Jurásico Superior a “Neocomiano”.....	14
<b>Figura 2.10:</b> Expansión Oceánica en el Océano Atlántico y en el Mar de Wedell.....	15
<b>Figura 2.11:</b> Subducción de piso oceánico hacia el Oeste y formación de un arco magmático durante el Aptiano-Coniaciano.....	15
<b>Figura 2.12:</b> Línea sísmica A-A', se destacan las etapas evolutivas de la Cuenca de Magallanes desde la etapa de post-rift hasta la etapa de Antepaís.....	16
<b>Figura 2.13:</b> Cabalgamiento del arco volcánico, obducción de piso oceánico, generación de la Cuenca de Antepaís de Magallanes y depositación de la Megasecuencia I durante el Cretácico Superior.....	16
<b>Figura 2.14:</b> Separación de la placa Sudamericana y la península Antártica e inicio de la apertura del pasaje de Drake.....	17
<b>Figura 2.15:</b> Avance de la faja plegada y corrida y depositación de las Megasecuencias II y III.....	18
<b>Figura 2.16:</b> Apertura del Mar de Scotia.....	19
<b>Figura 2.17:</b> A) Esquema pre y post colisión de la Dorsal de Chile (RC). B) Migración del punto triple hacia el Norte.....	20
<b>Figura 2.18:</b> Secciones sísmicas regionales con interpretación estructural; en amarillo el límite Jurásico-Cretácico y en verde el límite Cretácico-Terciario.....	22
<b>Figura 2.19:</b> Distribución de “cuencas” extensionales jurásicas en Magallanes.....	23
<b>Figura 2.20:</b> Perfiles estructurales en Isla Riesco y Península de Brunswick.....	24
<b>Figura 2.21:</b> Cuadro cronoestratigráfico del subsuelo de Magallanes en la zona de estudio.....	25
<b>Figura 3.1:</b> Estado de estrés tridimensional, con los componentes de esfuerzo normal y de cizalle en notación tensorial.....	31
<b>Figura 3.2:</b> A) Definición del tensor de esfuerzo en un sistema de coordenadas cartesianas arbitraria. B) Rotación del tensor de esfuerzo a través de los sistemas de transformación	



tensorial. C) Esfuerzos principales definidos en el sistema de coordenadas en el que los esfuerzos de corte desaparecen.....	32
<b>Figura 3.3:</b> Notación de esfuerzos principales .....	32
<b>Figura 3.4:</b> Cambio de volumen en las rocas bajo la acción de esfuerzos iguales aplicados en todas direcciones.....	33
<b>Figura 3.5:</b> Cambios en la forma de la roca asociado a esfuerzos de corte aplicados en las caras superior e inferior del cubo.....	34
<b>Figura 3.6:</b> Definición de deformación vertical, deformación lateral, Modulo de Young y Razón de Poisson. ....	35
<b>Figura 3.7:</b> Comportamiento de la roca dependiendo del valor de E y $\nu$ . ....	35
<b>Figura 3.8:</b> Modos de propagación de onda. ....	36
<b>Figura 3.9:</b> Cambio porcentual promedio en una interface típica entre una lutita y una arenisca con gas. ....	38
<b>Figura 3.10:</b> Geometría sísmica terrestre y marina .....	44
<b>Figura 3.11:</b> Coeficientes de reflexión definidos por cambios en la impedancia acústica.....	45
<b>Figura 3.12:</b> Sismograma sintético usando una ondícula simétrica (fase cero).. ....	46
<b>Figura 3.13:</b> Variación de la amplitud con respecto al offset.....	46
<b>Figura 3.14:</b> Partición de la energía. ....	47
<b>Figura 3.15:</b> Partición de la energía de la onda P en una interfaz de lutita / caliza en función del ángulo de incidencia. ....	48
<b>Figura 3.16:</b> Valores de los coeficiente que acompañan a cada uno de los tres terminos de la aproximación de Fatti et al., (1994).....	50
<b>Figura 3.17:</b> Elementos de una ondícula sísmica; A) Componentes sinusoidales; B) Espectro de Fase; C) Espectro de Amplitud.....	51
<b>Figura 3.18:</b> Ilustración del ángulo de fase; se muestran ondas sinusoidales con la misma frecuencia pero distinta fase. ....	52
<b>Figura 3.19:</b> Rotación de fase de una ondícula inicial en fase cero. ....	52
<b>Figura 3.20:</b> Modelo del efecto de absorción en la forma de una ondícula... ..	53
<b>Figura 3.21:</b> Factores de afecta la amplitud sísmica. ....	55
<b>Figura 3.22:</b> Reflexión y transmisión para diferentes interfaces b) Coeficientes de reflexión para cada interface.....	56
<b>Figura 3.23:</b> Sección sísmica a) antes y b) después del procesamiento y blanqueamiento.....	57
<b>Figura 3.24:</b> Corrección del sobretiempos por desplazamiento.....	58
<b>Figura 3.25:</b> Análisis de velocidad; a) Grafico de semblanza mostrando líneas de igual velocidad y coherencia para cada velocidad en color, b) gather corregido usando las velocidades picadas. ....	59
<b>Figura 3.26:</b> Migración sísmica. Movimiento de eventos desde su posición registrada hacia su verdadera posición.....	60
<b>Figura 3.27:</b> Gather mostrando los ángulos de incidencia.. ....	61
<b>Figura 3.28:</b> Representación esquemática de la construcción de un sismograma sintético. ....	61
<b>Figura 3.29:</b> Impedancia acústica relativa y absoluta.. ....	62
<b>Figura 3.30:</b> Flujo de una Inversión basada en modelo.....	63
<b>Figura 3.31:</b> Crossplot de a) $\ln(\rho)$ vs $\ln(I_p)$ y b) $\ln(I_s)$ vs $\ln(I_p)$ donde se muestra la línea de tendencia. Las desviaciones de la línea de tendencia $\Delta L_D$ y $\Delta L_S$ representan cambios en la litología y fluidos.....	65
<b>Figura 4.1:</b> Irregularidades en la pared del pozo para distintas litologías.....	67

<b>Figura 4.2:</b> Mapa Base con el área cubierta por el cubo sísmico y los pozos utilizados para el proceso de inversión. ....	69
<b>Figura 4.3:</b> Técnica de Backus (1962). ....	70
<b>Figura 4.4:</b> Geometría esquemática para la adquisición de perfiles sísmicos verticales.....	71
<b>Figura 4.5:</b> Calibración tiempo-profundidad.....	72
<b>Figura 4.6:</b> Ilustración esquemática de un filtro de mínimos cuadrados para obtener la ondícula..	72
<b>Figura 4.7:</b> Ventana sísmica (T) y longitud de onda (L)..	73
<b>Figura 4.8</b> Mapa de amarre; a) Mapa de PEP (%); b) crossline (línea verde en el mapa) con la ubicación del pozo y la ubicación donde se logró el mejor ajuste. ....	74
<b>Figura 4.9:</b> Esquema del filtro pasa bajo aplicado. ....	75
<b>Figura 5.1:</b> Curvas calculadas de $V_p$ , $V_s$ , $I_p$ , $I_s$ , $\lambda\rho$ , $\mu\rho$ , E y $v$ . ....	77
<b>Figura 5.2:</b> Ajuste en la vertical de porosidades para el pozo CabZG-1.....	79
<b>Figura 5.3:</b> Crossplot LR-MR del pozo Cabaña ZG-1. ....	80
<b>Figura 5.4:</b> Base (BZI) y techo (TZI) de la Zona de Interes del Pozo CabZG-1. ....	80
<b>Figura 5.5:</b> Techo (TZG) de la Zona Glauconítica en el pozo CabZG-5 .....	81
<b>Figura 5.6:</b> Base (BZG) de la Zona Glauconítica.....	81
<b>Figura 5.7:</b> Topes L1, L2, TV y BV en el pozo CabZG-1. ....	82
<b>Figura 5.8:</b> Ciclos granocreciente y granodecreciente en el pozo CabN-1. ....	83
<b>Figura 5.9:</b> Gathers mostrando en escala de colores los ángulos de incidencia.....	84
<b>Figura 5.10:</b> Stack parciales generados para 4 rangos distintos de ángulo. ....	85
<b>Figura 5.11:</b> Registros de $V_p$ , $V_s$ y densidad antes y después de aplicar el promedio de Backus para el pozo Cabaña Norte-1 .....	86
<b>Figura 5.12:</b> Calibración Tiempo-Profundidad para el pozo Carmelitas-2.....	87
<b>Figura 5.13:</b> Ondícula extradia utilizando el pozo Cabaña Oeste ZG-4 para el Stack parcial 33°-40° .....	88
<b>Figura 5.14:</b> Horizontes interpretados a lo largo y ancho del cubo sísmico. ....	89
<b>Figura 5.15:</b> Modelo de baja frecuencia de $I_p$ . ....	91
<b>Figura 5.16:</b> Modelo de baja frecuencia de $I_s$ . ....	91
<b>Figura 5.17:</b> Modelo de baja frecuencia de densidad.....	92
<b>Figura 5. 18:</b> Gráficos en escala log-log de $I_s$ vs $I_p$ y densidad vs $I_p$ .....	92
<b>Figura 5.19:</b> Cubo de $I_p$ resultante de la inversión 4.....	94
<b>Figura 5.20:</b> Cubo de $I_s$ resultante de la inversión 4.....	94
<b>Figura 5.21:</b> Cubo de $\rho$ resultante de la inversión 4.....	95
<b>Figura 5.22:</b> Curvas invertidas, registros de pozos y angle gather sísmico real, sintético y residual para el pozo ciego Carmelitas-2 para la inversión 4. ....	97
<b>Figura 5.23:</b> Curvas invertidas, registros de pozos y angle gather sísmico real, sintético y residual para el pozo ciego Cabaña Oeste ZG-4 para la inversión 4.....	98
<b>Figura 5.24:</b> Curvas invertidas, registros de pozos y angle gather sísmico real, sintético y residual para el pozo ciego Cabaña Sur ZG-1 para la inversión 4. ....	98
<b>Figura 5.25:</b> Curvas invertidas, registros de pozos y angle gather sísmico real, sintético y residual para el pozo ciego Punta Piedra ZG-1 para la inversión 4.....	99
<b>Figura 5. 26:</b> Curvas invertidas, registros de pozos y angle gather sísmico real, sintético y residual para el pozo ciego Cabaña ZG-3 para la inversión 4.....	99
<b>Figura 5.27:</b> Stack parcial real, sintético y residual para el rango 12° a 19°. ....	100

<b>Figura 5.28:</b> Stack parcial real, sintético y residual para el rango 19° a 26° .	101
<b>Figura 5.29:</b> Stack parcial real, sintético y residual para el rango 26° a 33° .	102
<b>Figura 5.30:</b> Stack parcial real, sintético y residual para el rango 33° a 40° .	103
<b>Figura 5.31:</b> Espectro de amplitud de los cubos sísmicos para el rango 12° a 19° .	104
<b>Figura 5.32:</b> Espectro de amplitud de los cubos sísmicos para el rango 19° a 26° .	104
<b>Figura 5.33:</b> Espectro de amplitud de los cubos sísmicos para el rango 33° a 40° .	105
<b>Figura 5.34:</b> Espectro de amplitud de los cubos sísmicos para el rango 33° a 40° .	105
<b>Figura 5.35:</b> Mapas del promedio de $\lambda$ en la Zona de Interés .	107
<b>Figura 5.36:</b> Mapas del promedio de $\mu$ en la Zona de Interés .	108
<b>Figura 5.37:</b> Mapas del promedio de $\lambda/\mu$ en la Zona de Interés .	109
<b>Figura 5.38:</b> Mapas del promedio de E en la Zona de Interés .	110
<b>Figura 5.39:</b> Mapas del promedio de $v$ en la Zona de Interés .	111
<b>Figura 5.40:</b> Crossplot $\lambda$ obtenido de la inversión vs $\lambda$ obtenido de los registros de pozo .	112
<b>Figura 5.41:</b> Crossplot $\mu$ obtenido de la inversión vs $\mu$ obtenido de los registros de pozo .	113
<b>Figura 5.42:</b> Crossplot $\lambda/\mu$ obtenido de la inversión vs $\lambda/\mu$ obtenido de los registros de pozo .	113
<b>Figura 5.43:</b> Crossplot E obtenido de la inversión vs E obtenido de los registros de pozo .	114
<b>Figura 5.44:</b> Crossplot $v$ obtenido de la inversión vs $v$ obtenido de los registros de pozo .	114
<b>Figura 6.1:</b> Curvatura del Horizonte Techo Zona de Interés e Interpretación de Fallas poligonales .	116
<b>Figura 6.2:</b> Profundidad del horizonte Techo Zona de Interés (en ms) .	118
<b>Figura 6.3:</b> Crossplot $\lambda-\mu$ , en escala de colores la profundidad .	118
<b>Figura 6.4:</b> Crossplot $\lambda-\mu$ , en escala de colores la profundidad .	119
<b>Figura 6.5:</b> Crossplot E- $v$ , en escala de colores la profundidad .	119
<b>Figura 6.6:</b> Crossplot E- $v$ , en escala de colores la profundidad .	120
<b>Figura 6.7:</b> Crossplot $\lambda-\mu$ , en escala de colores la cantidad de gas registrado durante la perforación .	121
<b>Figura 6.8:</b> Crossplot $\lambda-\mu$ , en escala de colores la cantidad de gas registrado durante la perforación .	121
<b>Figura 6.9:</b> Crossplot, E- $v$ en escala de colores la cantidad de gas registrado durante la perforación .	122
<b>Figura 6.10:</b> Crossplot, E- $v$ en escala de colores la cantidad de gas registrado durante la perforación .	122
<b>Figura 6.11:</b> Mapas del volumen de arcilla en la Zona de Interés .	123
<b>Figura 6.12:</b> Correlación entre el Modulo de Young Dinámico y Estático .	124
<b>Figura 6.13:</b> Mapas del Índice de Fragilidad en la Zona de Interés .	125
<b>Figura 6.14:</b> Crossplot $V_P-V_S$ .	126
<b>Figura 6.15:</b> Crossplot $\lambda-\mu$ .	126
<b>Figura 6.16:</b> Interpretación de Facies a partir del índice de fragilidad calculado .	127
<b>Figura 6.17:</b> Perfil paleogeográfico esquemático de la cuenca de Magallanes en el Paleoceno-Eoceno Inferior .	128
<b>Figura 6.18:</b> Esquema simplificado de distribución de facies dentro de una cuenca de antepaís .	128

# 1 Introducción.

## 1.1 Fundamentación del Estudio.

En el contexto de la exploración y producción de hidrocarburos en Magallanes realizado por la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP), hacia la década de los 60 y 70 se detectó la presencia de gas en la Formación Zona Glauconítica (Mohr, 1945 citado en Hauser, 1964) (ZG), de edad paleocena-eocena. Sin embargo estas acumulaciones no resultaron ser de interés, dada la baja productividad demostrada luego de ensayos productivos debido a la baja permeabilidad de la formación.

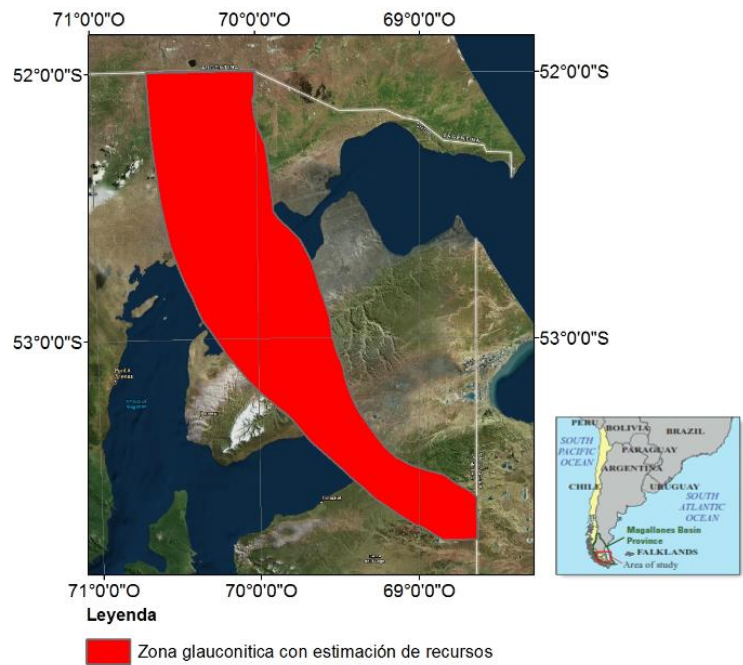
A partir del año 2011 se obtuvieron flujos comerciales a partir de la ZG luego de la realización de estimulación hidráulica, por esta razón actualmente es considerada un reservorio no convencional de gas (*Tight-Gas*).

En el presente, la importancia de las reservas de esta unidad ha despertado el interés tanto de ENAP, como de compañías extranjeras. En este contexto, el potencial productivo de esta unidad dentro de la cuenca de Magallanes podría llegar a un volumen de 8.271 billones de pies cúbicos de gas, según un estudio del USGS (Schenk *et al.*, 2016) (Figura 1.1).

Los reservorios de este tipo corresponden a formaciones de areniscas productoras de hidrocarburos pero de muy baja permeabilidad. La experiencia muestra que la producción de un reservorio no convencional, de petróleo o gas, requiere la estimulación productiva del mismo y, por este motivo, se desarrolla la tecnología de “fracturamiento hidráulico masivo”. En contraposición, las técnicas de obtención de hidrocarburos desde reservorios convencionales suponen la extracción a partir de formaciones de alta permeabilidad y sin necesidad, normalmente, de otro tipo de estimulación.

En la actualidad el yacimiento No-Convencional Punta Piedra-Cabaña-Rio del Oro, ubicado en la porción Noroeste de Tierra del Fuego y dependiente administrativamente del bloque Arenal, explota el gas acumulado en el reservorio de la Formación Zona Glauconítica. Dicho yacimiento se encuentra en un desarrollo acelerado de este reservorio, con más de 100 pozos perforados y fracturados en menos de 3 años.

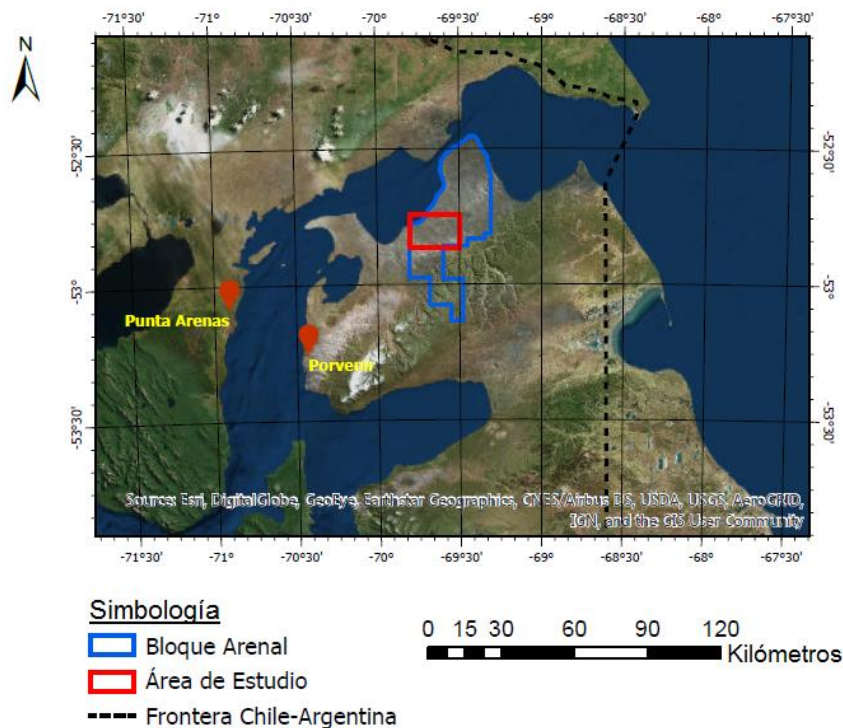
Este estudio pretende calcular los parámetros elásticos de las Formaciones ZG Superior, ZG Inferior y Lutitas Arenosas, que en conjunto conforman el reservorio y sellos para este sistema petrolero no convencional en el área (Figura 1.2). La importancia de lo anterior radica en que un adecuado conocimiento de las propiedades elásticas debería, basados en la teoría y experiencia, permitir la predicción de la geometría de las fracturas hidráulicas y el comportamiento productivo de los pozos. Con ello se podría colaborar en el pronóstico de la efectividad de los tratamientos de estimulación, la productividad de los pozos y la optimización de las instalaciones productivas.



**Figura 1.1:** Distribución geográfica potencialmente pagadora de la Zona Glauconítica en subsuperficie. Modificado de Schenk *et al.*, 2016.

## 1.2 Ubicación Geográfica.

Este estudio se realizara en el bloque Arenal que está ubicada en la zona Norte de Tierra del Fuego (Figura 1.2) a unos 65 kilómetros aproximadamente hacia el NE en línea recta desde Porvenir. Específicamente los pozos utilizados se ubican en la zona Oeste del bloque Arenal (52,8°S; 69,7°W aproximadamente).



**Figura 1.2:** Ubicación del bloque Arenal y área de estudio.

## 1.3 Objetivos.

### 1.3.1 Objetivo Principal.

Realizar un análisis de la distribución espacial y variabilidad de los parámetros elásticos de la Formación Zona Glauconítica a partir los registros de sísmica de reflexión existentes e interpretar estos resultados en el contexto geológico de dicha formación.

### 1.3.2 Objetivos Específicos.

- Obtención de parámetros elásticos (Modulo de Young, Razón de Poisson y parámetros de Lamé) a partir de registros geofísicos obtenidos dentro de pozos.
- Obtención de parámetros elásticos mediante el análisis y procesamiento de los registros de sísmica de reflexión.
- Comparar la consistencia de las determinaciones de los parámetros elásticos obtenidos con datos de pozo con aquellos obtenidos con el procesamiento sísmico.
- Determinar la distribución espacial de dichos parámetros y contrastarlos con evidencia complementaria.

## 1.4 Metodología.

Este trabajo se divide en 3 partes, la primera parte consiste en la obtención de parámetros elásticos a partir de registros geofísicos obtenidos dentro de pozos (recuadros azules en el diagrama de flujo), la segunda parte en la obtención de estos parámetros elásticos mediante el procesamiento de sísmica de reflexión (recuadros anaranjados) y finalmente la tercera parte consiste en el análisis e interpretación de los resultados.

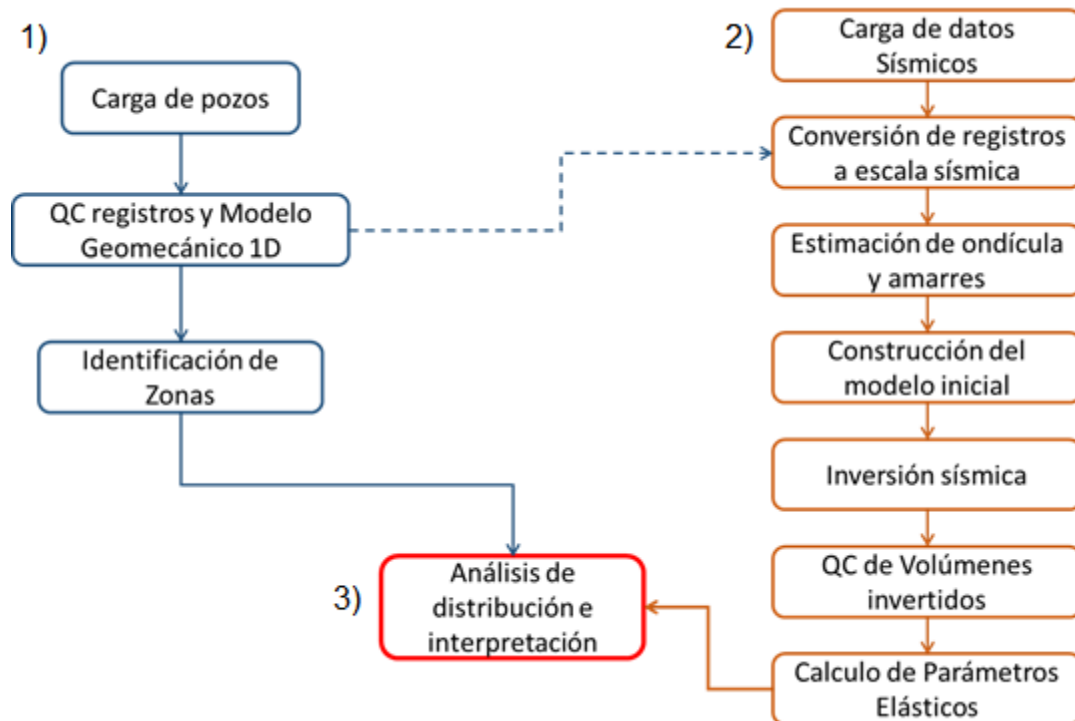


Figura 1.3: Diagrama de flujo de trabajo.

## **1.4.1 Registros de Pozos.**

### **1.4.1.1 Carga de Pozos.**

Para cargar los pozos, primero se realizó una revisión de la base de datos de pozos disponibles en la zona. Para efectos de este estudio se consideran útiles solo los pozos verticales que cuentan con registros sísmicos tanto de cizalle como compresionales y además registros de densidad.

### **1.4.1.2 Control de Calidad (QC) de Registros de Pozo y Modelo Geomecánico 1D.**

Con la finalidad de obtener resultados óptimos y veraces a partir de toda la información extraída de las mediciones de pozo, fue necesario realizar el control de calidad de los datos.

La condición geométrica del pozo es un factor importante en las respuestas de los registros, ya que las mediciones pueden verse afectadas por la presencia de irregularidades en la pared del pozo, tales como: derrumbes o revoques. De igual forma puede darse el caso que las mediciones sean afectadas por el atascamiento de la herramienta, invasión del fluido de perforación en la formación, entre otros factores, que pueden traer como consecuencia una interpretación errónea de los datos.

Con el fin de identificar las zonas en las que se presentó alguna irregularidad en la pared del pozo, fue necesario trabajar con los registros de diámetro de pozo, los cuales son: el registro de calibración (Caliper) y el *Bit Size*. El valor de la diferencia del registro Caliper y el *Bit Size* no debía ser mayor de dos pulgadas.

Posterior a la aplicación del primer filtro respecto al diámetro del pozo el siguiente paso es calcular las curvas de los parámetros elásticos (Módulo de Young,  $E$ , Razón de Poisson,  $\nu$  y parámetros de Lamé,  $\lambda$  y  $\mu$ ) utilizando los registros sísmicos y de densidad.

Una vez generado el modelo geomecánico 1D se realiza un segundo filtro de los datos para eliminar los datos erróneos por diferentes errores en las mediciones. Los datos eliminados presentan alguna de las siguiente condiciones: velocidad de onda compresional menor a la velocidad de onda de cizalles ( $V_p < V_s$ ), parámetros elásticos calculados menores a cero ( $E < 0$ ,  $\nu < 0$ ,  $\lambda < 0$  o  $\mu < 0$ ) o razón de Poisson mayor a 0,5 ( $\nu > 0,5$ ) debido a que las rocas generalmente presentan valores alrededor de 0,25 y en casos extremos cercanos a 0,5 pero no superior.

### **1.4.1.3 Identificación de Zonas.**

En esta etapa haciendo uso de los registros de pozo disponibles se identifican las bases y techos tanto de la Formación Zona Glauconítica como de la zona donde se concentra el gas dentro de la Formación, ya que estos son los intervalos de interés en los que se trabajará.

## **1.4.2 Sísmica de Reflexión.**

### **1.4.2.1 Carga de Datos Sísmicos.**

El cubo sísmico consiste en una serie de *Common Midpoint Gathers* (CMP *Gathers*) no apilados. Los cuales han sido previamente procesados con migración Kirchoff *pre-stack Time*, sus reflectores horizontal por corrección *Normal Moveout* (NMO) y se le han aplicado operaciones de ganancia para recuperar las amplitudes perdidas por divergencia esférica.

### 1.4.2.2 Conversión de Registros de Pozo a Escala Sísmica.

La información contenida en los registros de pozos, en el esquema de este estudio, tiene como objetivos:

- Ser la base para la obtención de la fase y forma de la ondícula al momento de los amarres.
- Aportar la información para construir el modelo inicial para el algoritmo de inversión.

Dado que las ondas elásticas de la sísmica observan porciones grandes del subsuelo, cuyas dimensiones son mayores a las observadas con registro geofísicos de pozos, es necesario que estos registros tengan el mismo muestreo de la sísmica y además los datos no deben tener un contenido de frecuencia mayor al máximo del ancho de banda sísmica. Por esta razón estos registros deben ser escalados o remuestreados mediante el método de promedios de Backus (1962).

### 1.4.2.3 Calibración y Amarres Sísmica-Pozo.

Cualquier proceso de interpretación sísmica requiere realizar una calibración cuidadosa entre los datos sísmicos y la información de pozos. En primer lugar para lograr una buena calibración sísmica-pozo se debe transformar los datos de los registros de pozo de profundidad (metros o pies) a tiempo (ms), por lo que es necesario la curva T-Z (tiempo-profundidad) correspondiente.

La curva T-Z es calculada mediante la sumatoria de los tiempos de tránsito de los registros sísmicos (integración sísmica). Esta curva T-Z es corregida con datos de tiempo y profundidad obtenidos por tiros de verificación (*checkshot*) o perfiles sísmicos verticales (VSP). Estas curvas presentan diferencias principalmente porque los datos sísmicos y de *checkshot* o VSP están sujetos a mayor dispersión que los datos de pozo. Además los datos obtenidos de *checkshot* o VSP tienen mayor fidelidad ya que tienen más similitud con la sísmica tanto en la forma como se adquieren como en el contenido de frecuencias y, además, los registros sísmicos acarrean más errores al momento de la medición (derrumbes en la pared del pozo, mal contacto entre la pared del pozo y el instrumento, etc).

Una vez que se poseen registros de pozos y sísmica de calidad, se busca establecer una relación entre los reflectores sísmicos y la estratigrafía del subsuelo. Para ello se necesita de una ondícula la cual es obtenida de las trazas sísmicas y de los pozos. La técnica utilizada es la de White (1980) y White y Simm (2003), con la que se extrae la ondícula de los datos a través de una técnica de mínimos cuadrados. Una vez obtenida la ondícula se aplica un desplazamiento en tiempo (*Time Shift*) a los registros de pozos con el fin de obtener el mejor ajuste entre la sísmica observada y la traza sintética.

### 1.4.2.4 Construcción de Modelos Iniciales.

El proceso de inversión de los datos sísmicos realizado en este trabajo se caracteriza por utilizar un modelo inicial o *a priori* que refleja la tendencia regional de bajas frecuencias (que no poseen los datos sísmicos) de impedancias de onda P y S y la densidad. Este modelo se actualiza iterativamente hasta obtener los volúmenes finales.

Los modelos se generan a partir de los registros de pozos, los cuales se interpolan siguiendo la geología del lugar. Dado esto, el primer paso para la construcción del modelo inicial es la interpretación o picado de horizontes sísmicos. Estos horizontes corresponden al techo y base de



la Zona Glauconítica, al techo de la Zona Glauconítica Inferior y 2 horizontes extras, ubicados sobre y debajo de la Zona Glauconítica.

Una vez picados los horizontes, el siguiente paso es realizar una interpolación utilizando herramientas geoestadísticas, en este caso se utiliza el *kriging* ordinario. Los datos de pozos se interpolan de acuerdo a la estructura de los horizontes interpretados, ya que estos proporcionan un sentido geológico a lo largo y ancho del cubo.

Dado que solo interesan las bajas frecuencias, finalmente, se procede a remover todas las frecuencias sobre 15 Hz mediante la aplicación de un filtro pasa bajos definido por las frecuencias 10-15 Hz.

#### **1.4.2.5 Inversión.**

El objetivo del proceso de inversión simultánea es el cálculo de las impedancias de onda P y S y la densidad. El procedimiento consiste en modificar iterativamente los modelos iniciales hasta que una función objetivo o función error alcance un valor suficientemente pequeño, una vez alcanzado este valor la iteración finaliza y los últimos modelos son el resultado final de la inversión. Esta función objetivo incluye una parte sísmica, que es la diferencia entre la sísmica sintética creada en cada iteración y la sísmica original, y una parte geológica, que es la diferencia entre los modelos que se actualizan con cada iteración y el modelo inicial.

#### **1.4.2.6 Control de Calidad de Volúmenes Invertidos.**

Con el fin de aumentar la confiabilidad del algoritmo utilizado se realizan 7 inversiones. En cada una de estas inversiones se dejaron distintos pozos “ciegos”, es decir, pozos que no fueron utilizados para la construcción del modelo inicial y sus ondículas extraídas tampoco fueron utilizadas. Estos pozos representan los puntos de control de cada inversión.

Luego de realizar cada inversión se aplica un filtro pasa bajo definido por las frecuencias 50-60 Hz para cada cubo invertido y para los registros de pozos con el objetivo de que ambos registros tengan el mismo contenido de frecuencia. Una vez aplicado el filtro, se calcula la correlación cruzada entre los parámetros de interés. Los resultados de la inversión serán buenos si los valores de correlaciones cruzadas son mayores a 0,7 para cada parámetro y en todos los pozos.

Adicionalmente se calculan cubos sísmicos sintéticos y cubos sísmicos residuales, estos últimos son el resultado de la diferencia entre los cubos sísmicos reales y los cubos sísmicos sintéticos. Naturalmente, cubos sintéticos similares a la sísmica real y consecuentemente cubos residuales con muy baja amplitud en comparación con la sísmica sintética y real son producto de buenos resultados en la inversión.

#### **1.4.2.7 Calculo de Parámetros elásticos.**

Una vez realizado los controles de calidad, se calculan los parámetros elásticos (Módulo de Young,  $E$ , Razón de Poisson,  $\nu$ , y parámetros de Lamé,  $\lambda$  y  $\mu$ ) utilizando los cubos de impedancia de onda P y S y de densidad obtenidos del proceso de inversión.

### **1.4.3 Análisis e Interpretación de Resultados.**

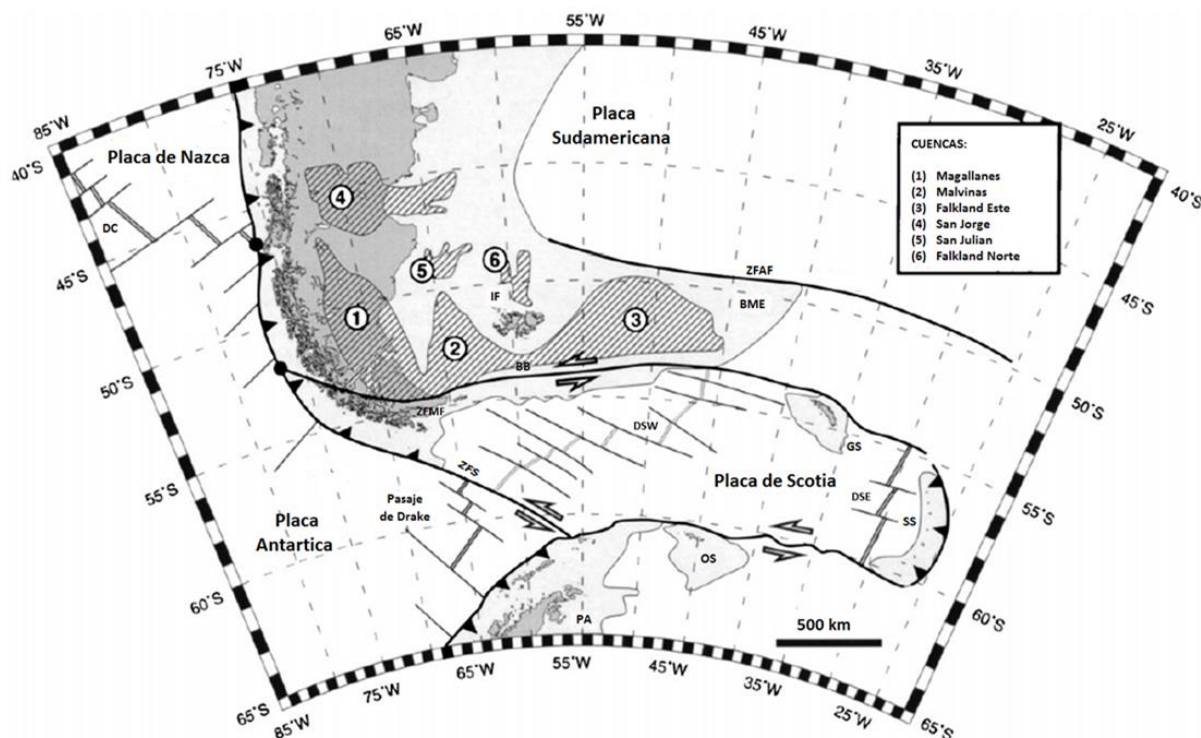
En esta etapa se compara la consistencia de los resultados obtenidos a partir del análisis de los registros de sísmica de reflexión con aquellos obtenidos a partir de los registros de pozos, para esto se generan mapas de los parámetros elásticos en los intervalos de interés.

Además se analiza la distribución espacial de los parámetros y se contrastan con evidencia complementaria, para de este modo poder definir que variables generan los cambios en los valores de estos parámetros de un sector del área de estudio con respecto a otro.

## 2 Marco Geológico.

### 2.1 Marco Tectónico.

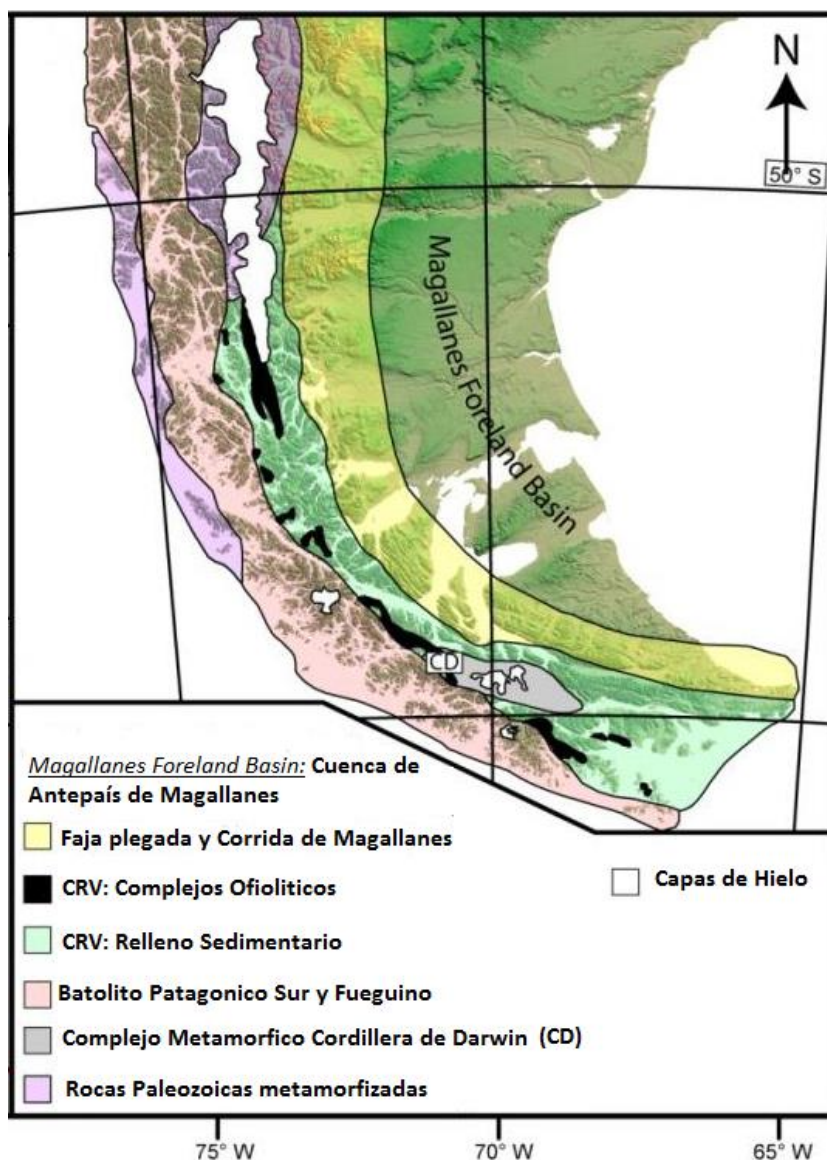
La geodinámica del sector más austral de Sudamérica está conformado principalmente por la convergencia de las Placas de Nazca y Antártica bajo la Placa Sudamericana y los movimientos transcurrentes en el límite de las Placas de Scotia y Sudamericana (Diraison *et al.*, 2000) donde se ubica la zona de Falla Magallanes-Fagnano (Fuenzalida, 1972). Otros elementos relevantes son la existencia del punto triple que involucra las Placas de Sudamérica, Antártica y de Nazca, el cual se encuentra cercano a la península de Taitao, a los 47°S aproximadamente, y el punto triple donde convergen las placas Antártica, Sudamericana con la de Scotia, el cual se encuentra alrededor de los 52°S (Cunningham, 1993) (Figura 2.1).



**Figura 2.1:** Configuración tectónica del sector más austral de Sudamérica y la península Antártica. Modificado de Diraison et al. (2000). La áreas achuradas con números son las principales cuencas al sur de Sudamérica. Las líneas pareadas negras indican las dorsales oceánicas activas; las grises indican las extintas. Abreviaciones: BB, Banco Burdwood; BME, Banco Maurice Ewing; DC, Dorsal de Chile; DSE, Dorsal de Scotia Este; DSW, Dorsal de Scotia Oeste GS, isla Georgia Sur; IF, Islas Falkland; OS, isla Orkney Sur; PA, Península Antártica; SS, arco de isla Sandwich Sur; ZFAF, Zona de Falla Agulhas Falkland; ZFME, Zona de Falla Magallanes-Fagnano; ZFS, Zona de Falla Shackleton.

De acuerdo a la edad, distribución y deformación de las rocas presentes, el extremo Sur de Sudamérica puede ser dividido en 5 provincias tectónicas (Klepeis, 1994): La Cuenca de Magallanes relativamente no deformada; la Faja Plegada y Corrida cretácica-terciaria de

Magallanes; el Complejo Metamórfico Cordillera de Darwin; la Cuenca jurásica tardía-cretácica temprano de Rocas Verdes (CRV); y el Batolito Patagónico Sur y Fueguino (Figura 2.2).



**Figura 2.2:** Principales Provincias tectónicas de la región. Modificado de Klepeis (1994) y Poblete (2015).

La cuenca de Magallanes constituye una de las unidades tectonosedimentarias más prominentes del extremo Sur de Sudamérica, y se ubica entre los 47° y 55° de latitud Sur. Comprende un área de más de 160.000 km<sup>2</sup>, tiene un relleno sedimentario que alcanza más de 7.000 m de profundidad en el centro cerca de Punta Arenas y su profundidad disminuye gradualmente hacia el Norte y el Este (Pittion y Arbe, 1999), y en su punto más amplio alcanza 370 km de ancho y 700 km de largo (Biddle *et al.*, 1986). El límite Norte de la cuenca está aproximadamente a la latitud del punto triple entre la placa de Nazca, Sudamérica y Antártica. El Batolito Patagónico y la Faja Plegada y Corrida Magallánica limitan la cuenca por el Oeste entre el punto triple y el Estrecho de Magallanes para curvarse hacia el Este y formar el oroclino Magallánico donde limita la cuenca por el Sur. (Figura 2.2).

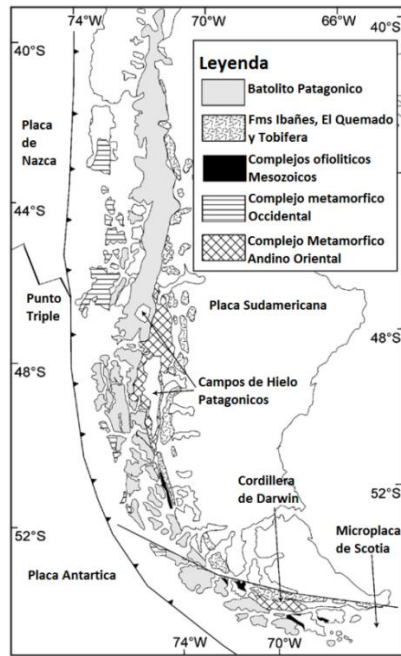
## **2.2 Evolución Geológica de la Cuenca de Magallanes.**

En la evolución geológica de la Cuenca de Magallanes se distinguen dos etapas principales, las cuales estarían marcadas por regímenes de esfuerzos opuestos (Mpodozis *et al.*, 2011). La primera se vincula a un régimen de esfuerzo extensivo en el margen Sur de Gondwana afectando el sector austral de la Patagonia entre el Jurásico Medio y el Cretácico Inferior producto de la ruptura del supercontinente. Y la segunda etapa como causa de la fragmentación final de Gondwana y de la apertura del Océano Atlántico a comienzos del Cretácico Tardío, asociado al aumento de las velocidades de convergencia entre las placas, se desarrolló un régimen tectónico compresivo, que origina la Faja Plegada y Corrida de Magallanes y la cuenca de Antepaís, producto de la flexura de la corteza debido a la carga tectónica en el margen pacífico-occidental en la placa Sudamericana.

### **2.2.1 Basamento de Tierra del Fuego.**

En Tierra del Fuego, donde se concentra el presente estudio, el basamento más antiguo está restringido al sector de Cordillera Darwin que consiste en unidades metapelíticas, metapsamíticas y gneises (Klepeis, 1994; Klepeis *et al.*, 2010; Hervé *et al.*, 2010b). Hervé *et al.* (2010b) presenta edades U/Pb que muestran *peaks* de edad Cámbrico, Ordovícico, Devónico y Carbonífero para el basamento deformado de la Cordillera de Darwin. Hervé *et al.* (2010a) presenta edades U/Pb en zircones detríticos obtenidos desde un pozo perforado por ENAP ubicado en Punta Baja (extremo norte de Tierra del Fuego) indicando que el basamento cristalino tendría una edad de cristalización Cámbrica y que habría sido afectado por un evento metamórfico de edad Pérmica.

En el área NW de la cuenca se observan rocas metasedimentarias de medio a bajo grado, dispuestas discontinuamente a lo largo del margen de la cuenca por el Oeste y el Sur, entre el Lago General Carrera-Buenos Aires, por el Norte, y la Isla de Tierra del Fuego, por el Sur. El metamorfismo registrado en estas unidades habría ocurrido durante el Paleozoico superior (250 a 260 Ma) (Herve *et al.* 2003). Algunos autores (Hervé *et al.*, 2010b) han agrupado estas rocas dentro del Complejo Metamórfico Andino Oriental (CMAO) (Figura 2.3).

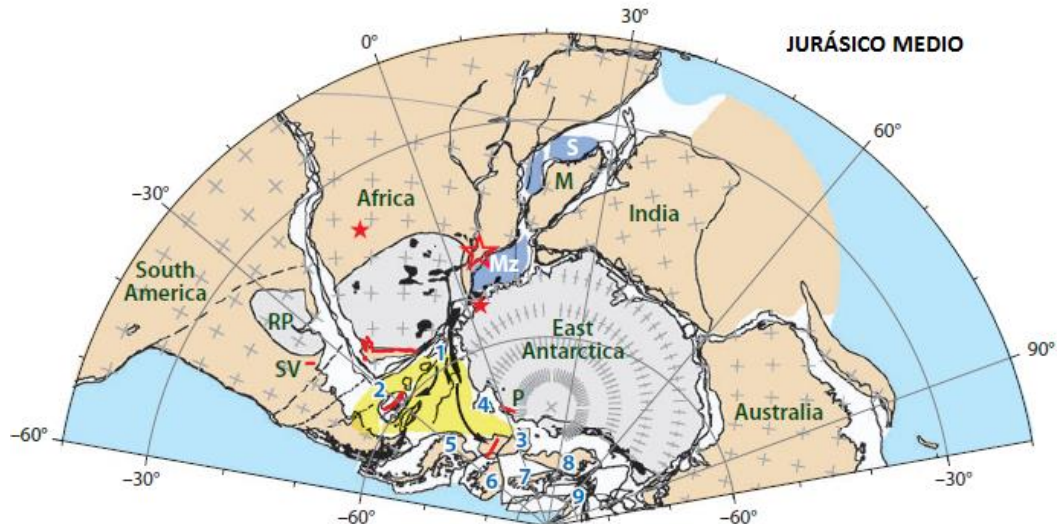


**Figura 2.3:** Ubicación del Batolito patagónico, Formaciones Ibañez, El Quemado y Tobifera, Complejos ofiolíticos, complejo metamórfico occidental y complejo metamórficos andino oriental. Modificado de Hervé et al., 2007.

## 2.2.2 Etapa Extensional.

### 2.2.2.1 Etapa *Synrift* y desarrollo de la cuenca de Rocas Verdes.

Durante el Jurásico Medio producto de la extensión, asociada a la ruptura de Gondwana se originó el fallamiento normal del basamento Paleozoico (figura 2.4 y 2.5) en una serie de grábenes y hemigrábenes de orientación predominante NNW a NW (Uliana *et al*, 1989) dentro de estos hemigrabenes se depositan secuencias de volcanitas y sedimentos continentales coluviales y marinos someros.

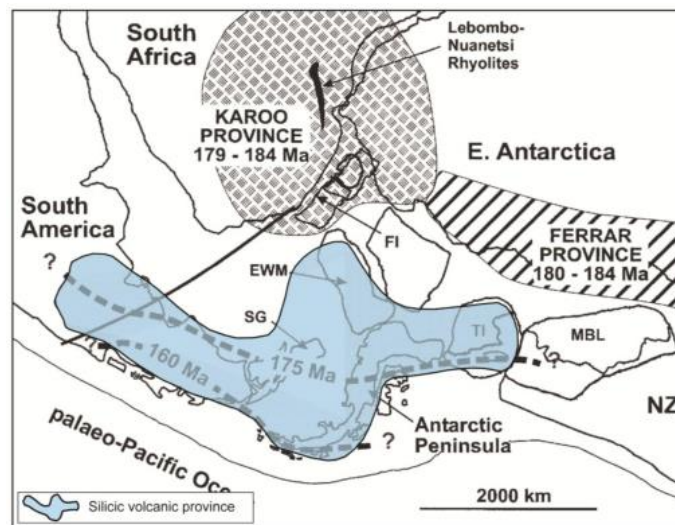


**Figura 2.4:** Ruptura de Gondwana en el Jurásico Medio. Formación de corteza oceánica en Somali (S) y Mozambique (Mz). En Amarillo la zona de extensión de la corteza continental con generación de ignimbritas. Modificada de Dalziel et al. (2013).



**Figura 2.5:** Perfil esquemático mostrando el desarrollo de grábenes y hemigrábenes y generación de grandes volúmenes de magma durante el Jurásico Medio. Modificado de Galeazzi (1998).

Asociado a este régimen extensional, se generaron importantes volúmenes de magma durante el Jurásico (Pankhurst *et al.*, 2000) y el Cretácico Inferior (Calderón *et al.*, 2007) que han sido agrupados en la Provincia Ácida de Chon Aike (Figura 2.6). En el área de estudio, la Formación Tobífera representa los vestigios de este volcanismo.

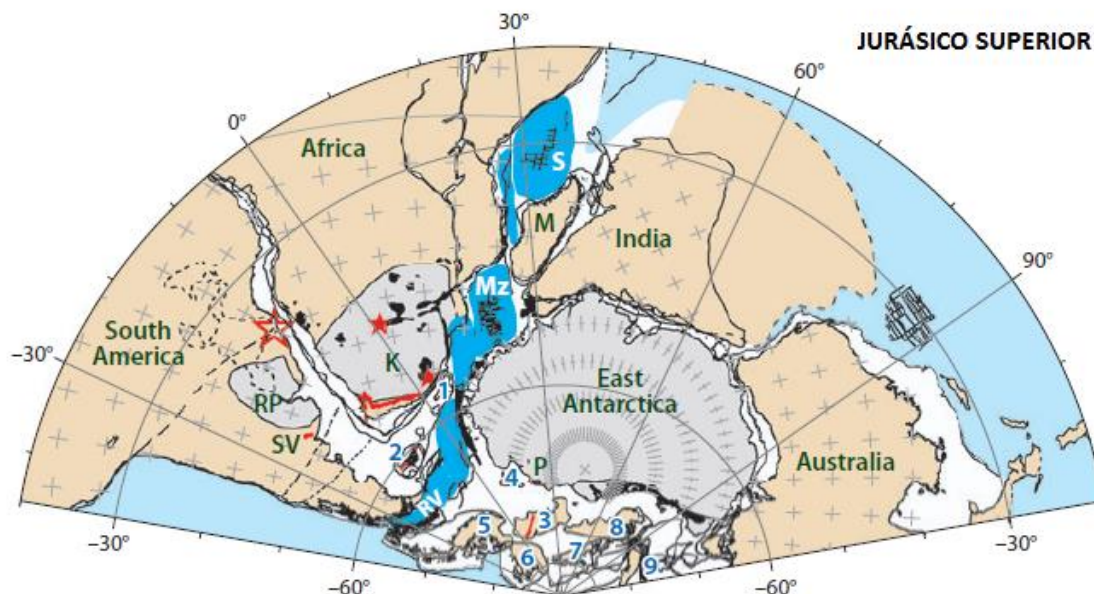


**Figura 2.6:** Ubicación de la provincia magmática ácida y su relación con el magmatismo Jurásico de Gondwana. Tomado de Pankhurst *et al.* (2000) modificado por Poblete (2015). Bloques corticales: EWM: Montes Ellsworth-Withmore; SG: Isla Georgia del Sur; FI: Islas Malvinas/Falkland; TI: Isla Thurston; MBL: Tierra de Marie Byrd.

La ruptura de la corteza debido al incremento de la extensión durante el Jurásico Superior se traduce en la apertura del mar de Wedell y en el desarrollo de una cuenca marginal con afinidad de piso oceánico situada al Oeste de la ubicación actual de la Cuenca de Magallanes llamada Cuenca de Rocas Verdes (CRV) (Dalziel *et al.* 1974) (figura 2.7 y 2.8). La generación de piso oceánico quedó documentada por la ocurrencia en el sector chileno de afloramientos discretos de complejos ofiolíticos, que carecen de las facies de rocas ultramáficas basales, al Sur de los 51°S, entre estos, los Complejos Sarmiento y Tortuga (Dalziel *et al.*, 1974; Stern y De Wit, 2003, Mpodozis *et al.*, 2011). Evidencias petrográficas muestran que ambos complejos han sido afectados por metamorfismo de fondo oceánico asociado a la circulación de agua de mar (Elthon y Stern, 1978; Calderón *et al.*, 2013).

Mientras se genera corteza oceánica en el eje de la CRV, continúa la depositación de la Formación Tobífera en posiciones más marginales. El estilo estructural resultante de esta unidad es característico de depósitos de *synrift*: cuñas sedimentarias con inclinaciones homoclinales divergentes y antitéticas a las fallas que limitan los bloques. Los términos inferiores se encuentran confinados a los hemigrábenes, mientras los términos superiores terminan conectándolos,

describiendo suaves pliegues generados por compactación diferencial, formando anticlinales sobre los paleoaltos (Mpodozis *et al.*, 2011).



**Figura 2.7:** Apertura de la cuenca marginal de Rocas Verdes (RV) y el Mar de Wedell en el Jurásico Superior. Modificada de Dalziel *et al.* (2013).



**Figura 2. 8:** Perfil esquemático mostrando la apertura de la cuenca de Rocas Verdes durante el Jurásico Superior. Modificado de Galeazzi (1998).

### 2.2.2.2 Etapa Post *Rift* (Tithoniano a Barremiano).

Durante el Jurásico Superior a “Neocomiano” (Mpodozis *et al.*, 2011) se inicia en la cuenca marginal una etapa de subsidencia térmica. De esta manera se produjo una extensa transgresión marina con avance desde el Oeste y Sur que provocó la depositación de varios cientos de metros de sedimentos clásticos marinos sobre las volcanitas Jurásicas, formando cuñas, cuyo espesor en general no supera los 40 m., alcanzando 100 m. dentro de los grábenes jurásicos (Mpodozis *et al.*, 2011), en un ambiente de plataforma marina (Hinterwimmer *et al.*, 1984; Biddle *et al.*, 1986; Harambour y Soffia, 1988; Robbiano *et al.*, 1996) (Figura 2.9). La edad de esta transgresión en el sector cordillerano chileno de Última Esperanza e Isla Riesco ha sido atribuida al Tithoniano (Katz, 1963; Fuenzalida y Covacevich, 1988; Castelli y Rojas, 1994) mientras que en la zona centro oriental del Estrecho de Magallanes, los trabajos bioestratigráficos en base a datos de subsuelo ilustran la progresión de la transgresión hacia el Noreste entre el Tithoniano y Valanginiano (Mpodozis *et al.*, 2011).





**Figura 2. 9:** Perfil esquemático mostrando la subsidencia térmica durante el Jurásico Superior a “Neocomiano”. Modificado de Galeazzi (1998).

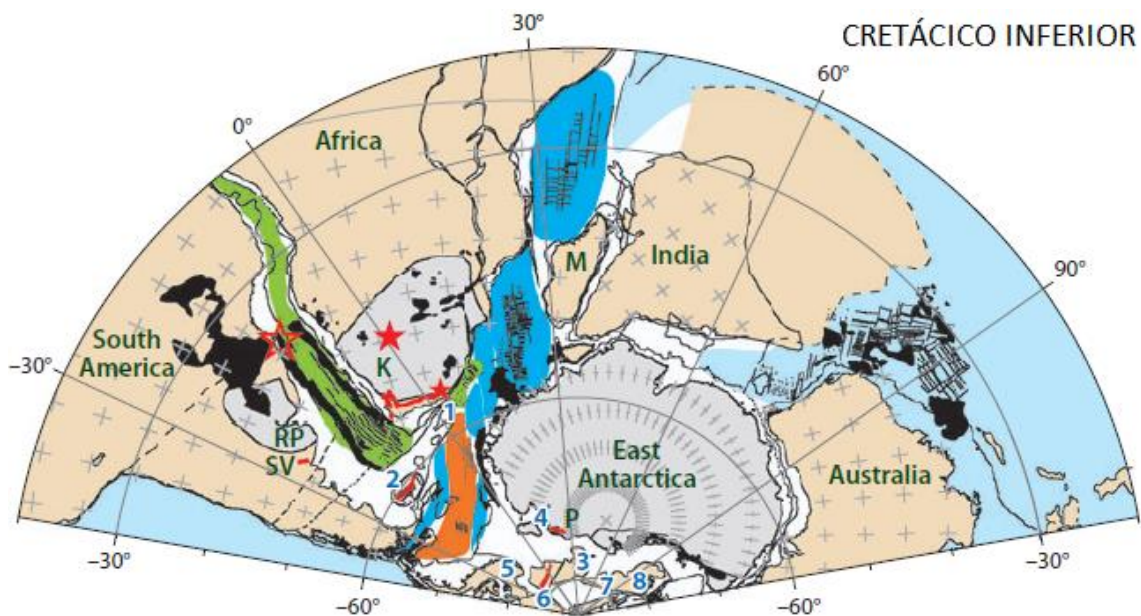
Las secuencias transgresivas basales corresponden a facies arenosas de la Formación Springhill, el principal reservorio hidrocarburífero de la cuenca, derivadas de la erosión de la subyacente Formación Tobífera. Estas cuñas arenosas transgresivas son coetáneas con facies marinas abiertas constituidas por pelitas negras asignadas en Chile a la Unidad “Estratos con Favrella” (Mpodozis *et al.*, 2011).

Este arreglo transgresivo de Facies se sostiene hasta el Hauteriviano tardío. Luego de este periodo los paleoaltos de la Formación Tobífera o rocas más antiguas, hasta entonces emergidos, son inundados, tras lo cual el desarrollo de Facies marinas profundas subsiste ya sin la depositación de facies arenosas (típicas de Springhill) hasta el Aptiano. Estas facies marinas se contienen un importante contenido de materia orgánica algal, depositadas en condiciones anaeróbicas, que constituyen, junto con las pelitas negras coetáneas a las facies arenosas la más productiva de las rocas madres de hidrocarburos en la cuenca de Magallanes (Mpodozis *et al.*, 2011). En el subsuelo de Chile, según la literatura, estas facies se asignan a la Unidad “Lutitas con Ftanitas” a pesar que son coetáneas con la Formación Springhill.

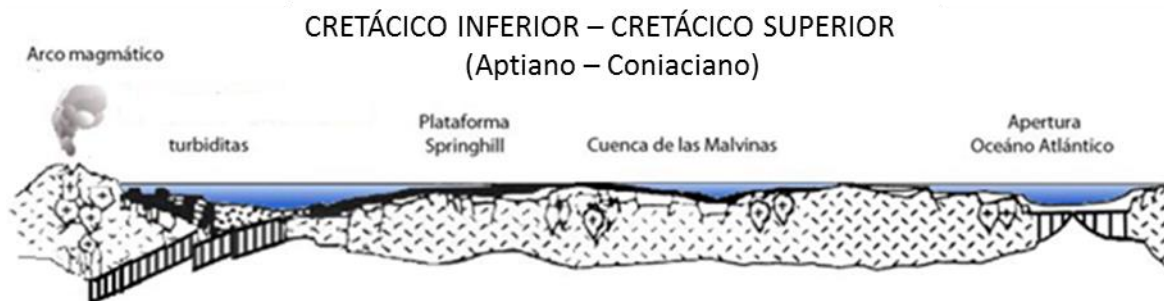
### **2.2.3 Etapa Compresiva.**

#### **2.2.3.1 Etapa de Transición (Aptiano a Coniaciano).**

Durante la fragmentación final de Gondwana en el Aptiano-Albiano, 120 y 100 Ma., ocurre una fase de rápida expansión oceánica tanto en el Océano Atlántico como en el Mar de Weddell (figura 2.10). Esta rápida extensión provoca el aumento de la deriva hacia el Oeste de Sudamérica, que a su vez, coincide con el inicio del régimen tectónico compresivo en los Andes. La compresión habría generado el inicio del cierre progresivo de la CRV, desarrollándose subducción de piso oceánico del borde occidental de la CRV dirigida hacia el Oeste (figura 2.11) que llevó, más tarde, al cierre y obducciones de ésta en el Turoniano (Dalziel *et al.*, 2013; Klepeis *et al.*, 2010). Dentro de ese escenario, previo a la obducción de la cuenca, este cambio en el régimen tectónico no se manifestó aún como compresión en el margen oriental, pasivo, de la CRV, que la vinculaba al sector estable de la placa sudamericana adyacente.



**Figura 2.10:** Expansión Oceánica en el Océano Atlántico (en verde) y en el Mar de Wedell (en anaranjado). Modificada de Dalziel et al. (2013).



**Figura 2.11:** Perfil esquemático mostrando la subducción de piso oceánico hacia el Oeste y formación de un arco magmático durante el Aptiano-Coniaciano. Modificado de Galeazzi (1998).

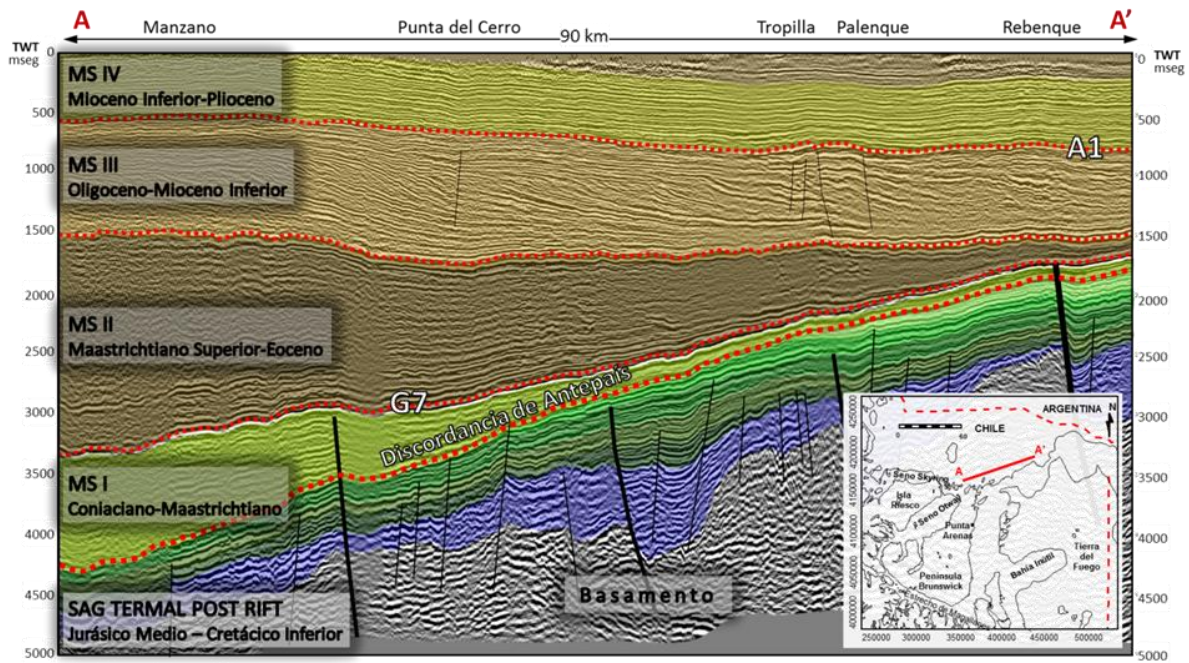
Las evidencias del arco magmático al Oeste de CRV corresponderían a rocas volcanoclásticas y piroclásticas, intercaladas con lavas y domos de composición riolítica hasta basáltica y afinidades químicas calcoalcalinas, asignadas a la Formación Hardy, (Suárez y Pettigrew, 1976; Suárez, 1979; Dalziel *et al.*, 1989).

Mientras el margen interno, occidental y austral, de la cuenca registraba los procesos de sedimentación asociados a subducción, en el resto de la cuenca continuó registrando durante el Aptiano-Cenomaniano la sedimentación marina de plataforma iniciada con la transgresión del Jurásico Superior. En términos generales, durante este período se produjo una somerización del ambiente de sedimentación y la participación de material piroclástico distal. En el ámbito actual de subsuelo, el cambio de régimen depositacional y tectónico del Aptiano se refleja por el inicio de un ciclo de sedimentación que incluye en la base a la Formación Margas o Creta Dura y, en el techo, a la Formación Lutitas Gris Verdosas, en el sector chileno. (Mpodozis *et al.*, 2011).

### 2.2.3.1 Etapa de Cuenca de Antepaís.

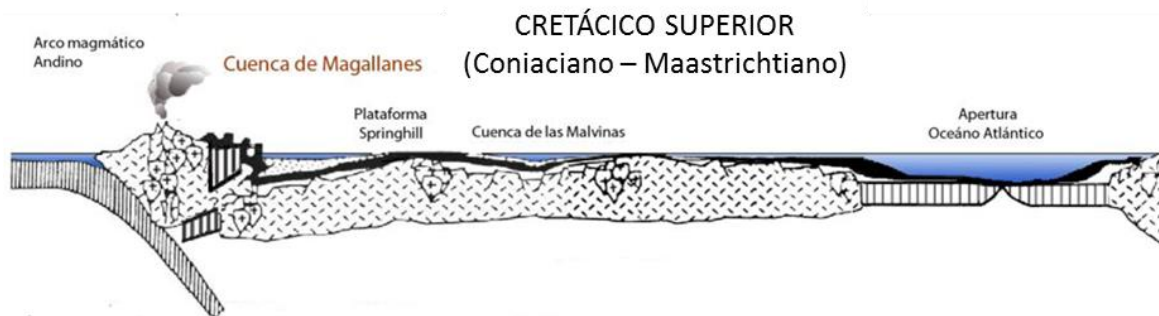
El segundo evento de escala regional que define la estratigrafía y tectónica de la cuenca de Magallanes es la activación de sistemas de subducción hacia el Este de las placas ubicadas en lo que hoy es el Océano Pacífico, bajo la placa sudamericana, lo que sucede después del cierre de la CRV y posterior cabalgamiento del arco volcánico de la Formación Hardy contra el margen de la

placa sudamericana, proceso del cual quedan como remanentes las ofiolitas Sarmiento y Tortuga (Klepeis *et al.*, 2010), que generó una flexura por carga que marca el inicio del estadio de cuenca de antepaís y de la faja plegada y corrida de Magallanes (Figura 2.13). Wilson (1991) entre otros, vinculan el comienzo del estadio de antepaís compresional en la cuenca al inicio de sedimentación turbidítica a los 85 Ma. (Fildani *et al.*, 2003; McAtamney *et al.*, 2011; Mpodozis *et al.*, 2011). De acuerdo a los procesos anteriormente descritos, sobre el antiguo depocentro de la cuenca se implanta entonces una cuenca de antepaís asociada a carga tectónica. Mpodozis *et al.* (2011), con la información de superficie y de subsuelo, establece para esta fase, la existencia de cuatro megasecuencias (figura 2.12).



**Figura 2.12:** Línea sísmica A-A', se destacan las etapas evolutivas de la Cuenca de Magallanes desde la etapa de post-rift hasta la etapa de Antepaís. Modificado de Gallardo (2014).

**Megasecuencia de Antepaís I (Coniaciano a Maastrichtiano):** Entre el Coniaciano y Campaniano, la sedimentación estuvo controlada por el desarrollo de abanicos turbidíticos alimentados tanto en forma axial como perpendicular a la cuenca. Éstos aportaron elementos detríticos provenientes de la erosión de la cordillera colisional cretácica, no obstante, este aporte sedimentario es escaso respecto de la tasa de subsidencia, con lo cual, en este periodo la cuenca se encuentra en una fase de cuenca “hambrienta” (Mpodozis *et al.*, 2011).



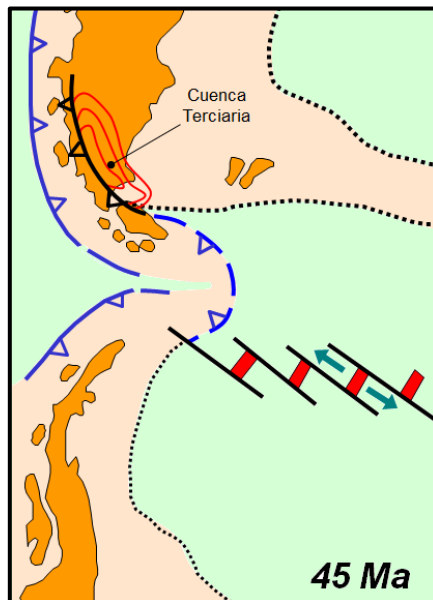
**Figura 2.13:** Perfil esquemático mostrando el cabalgamiento del arco volcánico, obducción de piso oceánico, generación de la Cuenca de Antepaís de Magallanes y deposición de la Megasecuencia I durante el Cretácico Superior. Modificado de Galeazzi (1998).

En el subsuelo del sector extraandino chileno la drástica profundización del medio sedimentario asociada al inicio del estadio de antepaís está marcada por la acumulación de facies arenosas asignadas a la Formación Lutitas Arenosas (Mordojovich, 1951).

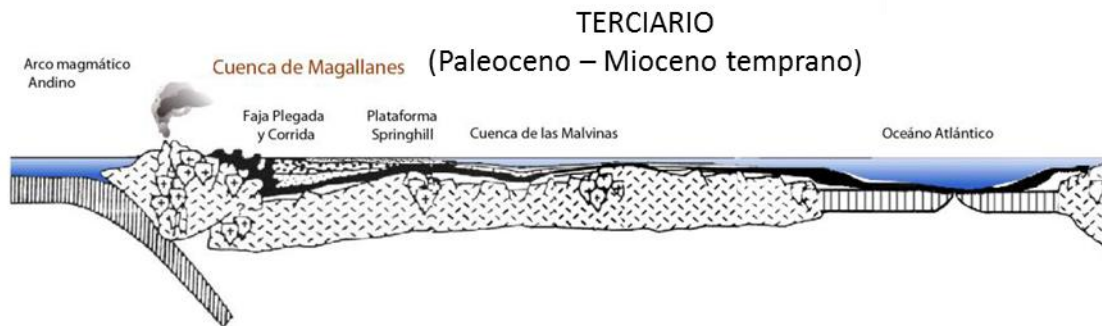
La disminución en las tasas de subsidencia y de espacio de acomodación durante el Campaniano-Maastrichtiano en la cuenca de Magallanes debido al rebote flexural e isostático, que habría sufrido el eje de la cuenca asociado a la rotura y colapso dentro del manto de la placa oceánica subductada, implicó un cambio a ambientes más someros donde se depositan facies de planicie aluvial a frente de delta.

En el sector extraandino tanto chileno como argentino, el cambio en las condiciones de sedimentación no es tan notable como en los sectores próximos al paleoeje de la cuenca. Siendo así, la estratigrafía de subsuelo no registra variaciones litológicas que ameriten una definición formacional, por lo que los depósitos de esta fase se encuentran incluidos en la sección superior de la Formación Lutitas Arenosas, en el sector chileno (Mpodozis *et al.*, 2011).

**Megasecuencia de Antepaís II (Maastrichtiano a Eoceno):** Durante el Maastrichtiano a Eoceno un nuevo sistema de cuenca de antepaís se desarrolla al oriente del anterior producto del avance del frente de deformación de la faja plegada y corrida (Figura 2.15). Por lo anterior, al igual que las megasecuencias sub y suprayacentes, ésta Unidad forma una cuña con engrosamiento en sentido Oeste, cuya base se apoya sobre una discordancia erosiva que hacia el Este se torna no-depositacional (superficie de *onlap*). En cambio, a diferencia de aquellas, muestra además un importante incremento de espesor desde el Norte hacia el Sur. El origen de esta variación de espesor en sentido meridional se vincula a un período de intensa compresión en dirección N-S, consecuencia de esfuerzos transpresivos en el extremo sur de Sudamérica, asociados a la separación de la Península Antártica y el inicio de la apertura del pasaje de Drake (Barker, 2001) (Figura 2.14).



**Figura 2.14:** Separación de la placa Sudamericana y la península Antártica e inicio de la apertura del pasaje de Drake. Modificado de Mpodozis (2004).



**Figura 2.15:** Perfil esquemático mostrando el avance de la faja plegada y corrida y depositación de las Megasecuencias II y III. Modificado de Galeazzi (1998).

La sedimentación inicial del Paleógeno no incluye turbiditas de ambientes profundos, sino potentes series pelítico-psamíticas de varios miles de metros de espesor, indicando un estado cercano al equilibrio entre generación de espacio de acomodación y aporte sedimentario (Mpodozis *et al.*, 2011).

La persistencia de este ambiente de sedimentación, que involucra un enorme espesor de sedimentos depositados durante esta fase, indica una subsidencia constante y rápida, apenas superada por la tasa de aporte, acorde al lento y progresivo avance del relleno sedimentario hacia el Norte y el Este. En el subsuelo del sector continental extraandino chileno, la transgresión fue avanzando progresivamente hacia el Este. Los depósitos asociados a esta transgresión corresponden a areniscas mal seleccionadas, *wackes* y limolitas, asociados dentro de la Formación Zona Glauconítica (Mpodozis *et al.*, 2011).

**Megasecuencia de Antepaís III (Oligoceno a Mioceno temprano):** Durante el Oligoceno y Mioceno temprano se desarrolla en la zona de antepaís, una tercer megasecuencia sedimentaria, asociada a un nuevo avance del frente de deformación de la faja plegada y corrida de Magallanes (Figura 2.15). Esta megasecuencia presenta una menor variación de espesor en dirección norte-sur respecto a la megasecuencia subyacente, debido al descenso de la carga tectónica desde el Sur, a medida que cesa la transpresión entre Sudamérica y la Península Antártica. Este cambio se explica en la apertura progresiva de la placa de Scotia desde el inicio del Oligoceno (30 Ma. aproximadamente, Figura 2.16) y a la reorganización de las placas pacíficas y Sudamericana debido a que la placa Farallón, que hasta ese momento subductaba bajo la placa Sudamericana, se fragmentó en Nazca y Cocos. Esta menor variación de espesor en dirección Norte-Sur que presenta esta megasecuencia respecto a la subyacente está caracterizada por un arreglo de secuencias netamente progradante que evoluciona luego a agradante con aportes desde el WSW, acorde con la generación de relieve orogénico al Oeste de la cuenca.

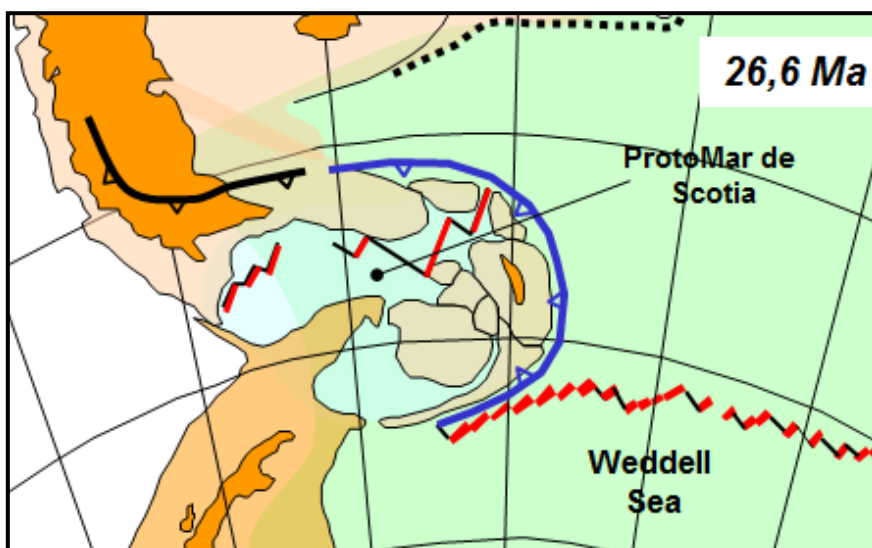
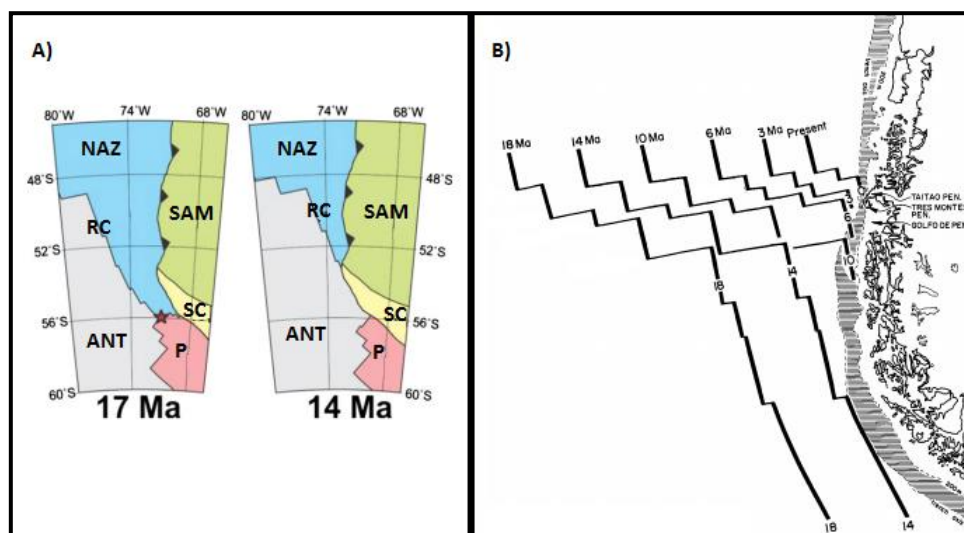


Figura 2.16: Apertura del Mar de Scotia. Modificado de Mpodozis (2004).

En el sector extraandino chileno se deposita la Formación Areniscas Arcillosas (Mordojovich, 1951), definida exclusivamente en subsuelo chileno. En ella se identifican ciclos grano y estrato-crecientes, que se inician con pelitas en su base, gradando hasta areniscas medias, excepcionalmente conglomerádicas en su techo. Son frecuentes los ciclos con niveles carbonáticos hacia el techo. Además facies de talud distal y centro de cuenca se reúnen en el Grupo Bahía Inútil (Cañon, 1968), donde además de sedimentos pelíticos pelágicos se encuentran areniscas transportadas por procesos turbidíticos (Mpodozis *et al.*, 2011).

**Megasecuencia Antepaís IV (Mioceno temprano a Holoceno):** El inicio de la colisión de la Dorsal del Chile (límite divergente entre las placas Nazca y Antártica, con el extremo Sur de Sudamérica durante el Mioceno (14 Ma.), señala el inicio de la cuarta y última Megasecuencia de antepaís de la Cuenca Magallanes (figura 2.17).

En este periodo se infiere una disminución del acople mecánico entre las placas Antártica y Sudamericana en comparación con el que existía entre la placa Sudamericana y Nazca. Junto con un aumento del gradiente geotérmico asociado a la dorsal subductada. Este proceso parece estar relacionado a la reactivación de antiguas fallas de alto ángulo en posiciones internas del orógeno andino dando origen a estructuras ciegas en el basamento que se manifiestan en la cobertura por el desarrollo de grandes anticlinales por propagación de falla, limitados en su frente por monoclinales (ej. Monoclinal de Última Esperanza) y al cese de la progradación de corrimientos hacia el antepaís no deformado. En consecuencia, el alzamiento y la creación de relieve vertical durante el Mioceno en la Cordillera Patagónica (Thomson *et al.*, 2001; Blisniuk *et al.*, 2005; Fosdick *et al.*, 2011; Mpodozis *et al.*, 2011) no se vio acompañada de subsidencia flexural en el antepaís. Debido a ello la Megasecuencia del Mioceno medio a Holoceno presenta mínima variación de espesor en comparación con las unidades anteriores y un arreglo interno de estratificación concordante, sin arreglos progradantes evidentes, lo que permite establecer un claro límite entre esta Megasecuencia y las subyacentes.



**Figura 2.17:** A) Esquema pre y post colisión de la Dorsal de Chile (RC) modificada de Eagle y Scott (2014). B) Migración del punto triple hacia el Norte tomada de Cande y Leslie (1986).

La ingresión atlántica del Mioceno medio, restringida al Este de la cuenca, queda representada en el subsuelo de Magallanes por la Formación Brush Lake (Barwick, 1955) que corresponde al depósito de una serie de hasta 700 m. de lutitas con delgadas intercalaciones de calizas arcillosas. En forma concordante sobre la Formación Brush Lake se reconocen areniscas, areniscas conglomerádicas, mantos de carbón y niveles de coquinas, acumulados en ambiente marino litoral a plataforma somera, asignados a la Formación Filaret (Mella, 2001), atribuida al Mioceno medio a superior por Cortés (1963) y González (1965). Estas facies de la Formación Filaret están cubiertas por la Formación Palomares (Keidel y Hemmer, 1931, González, 1965), asignada al Mioceno superior – Plioceno inferior. Ésta se compone de conglomerados, tobas, brechas volcánicas y areniscas, acumuladas en ambiente continental y portadoras de restos de vegetales (*Nothofagus*) y mamíferos fósiles (*Nematherium birdi*, *Astrapotherium magnum*, González, 1953, Mella, 2001).

Si bien el volcanismo en la zona extraandina de la provincia de Santa Cruz parece haber sido muy reducido en volumen durante el Mioceno temprano a medio, con posterioridad, en el Mioceno tardío, se desarrollan grandes *plateaus* basálticos constituidos por coladas sub-horizontales, características de la región patagónica extraandina entre los 45° y los 50° S.

Simultáneamente con el emplazamiento de los *plateaus* basálticos, entre el Mioceno superior y el Cuaternario, el sector extraandino de la Patagonia Austral resultó cubierto en gran parte por un extenso conjunto de depósitos fluviales aterrizados y planicies de gravas, compuestos mayoritariamente por gravas y gravas arenosas. Por un lado se encuentran aquellos de origen fluvial, vinculados al desarrollo de los sistemas morrénicos de las cuencas de los grandes lagos cordilleranos, usualmente referidos como “glacifluviales” y por otro lado se distinguen las planicies de gravas asociadas a distintos pulsos de agradación pedemontana (Mpodozis *et al.*, 2011).

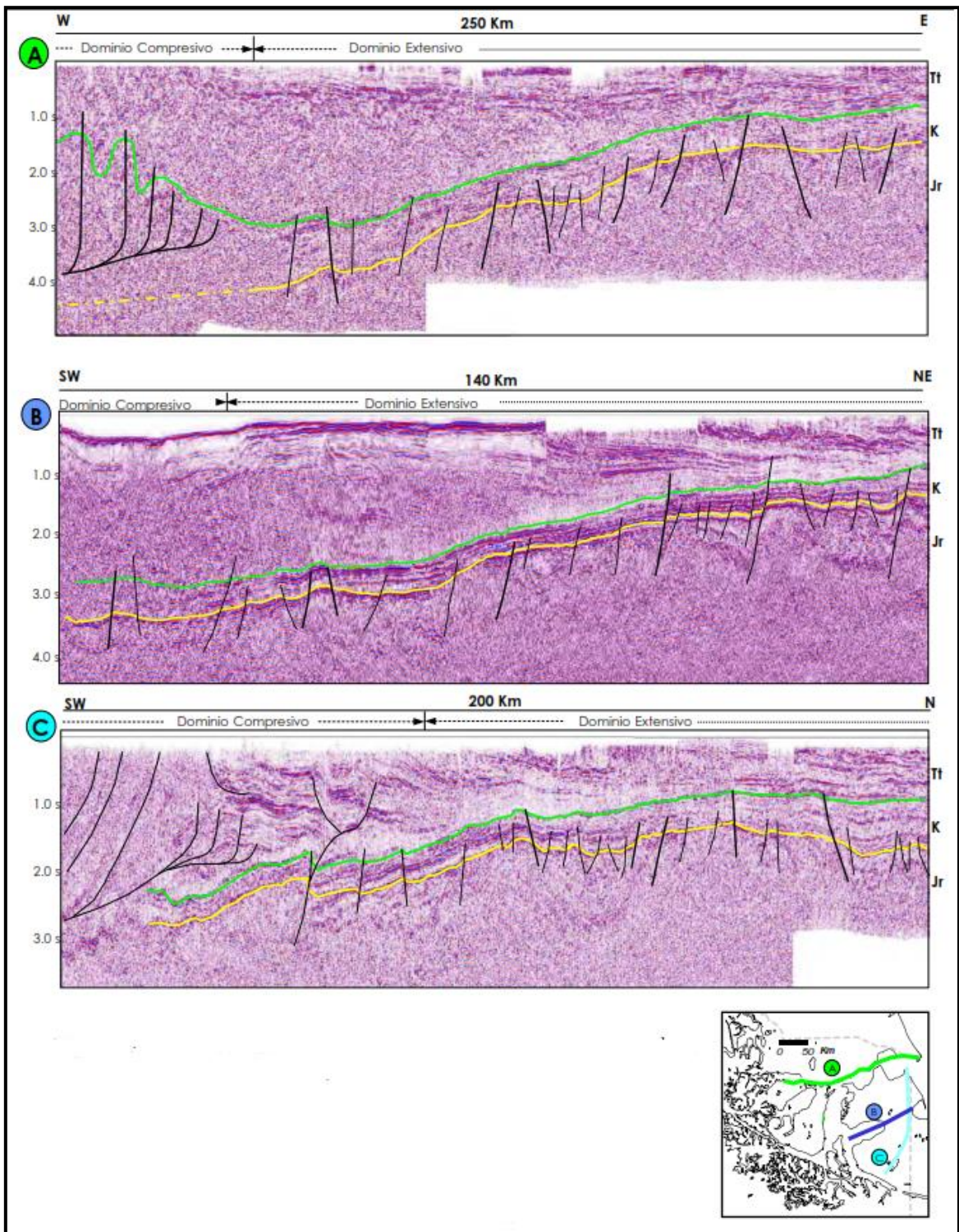
#### 2.2.4 Geología Estructural de la Cuenca de Magallanes.

La cuenca de Magallanes se puede dividir en 2 provincias estructurales (Figura 2.18), una dominada por estructuras extensionales relacionadas a fallas normales de gran rechazo y de geometría lítrica (Moraga, 1996) que se ubican en el sector oriental y central de la cuenca con una orientación preferencial NW a NNW, formadas durante la etapa de *rift* del Jurásico Medio asociada a la ruptura del supercontinente Gondwana. Estas fallas comúnmente limitan grábenes y

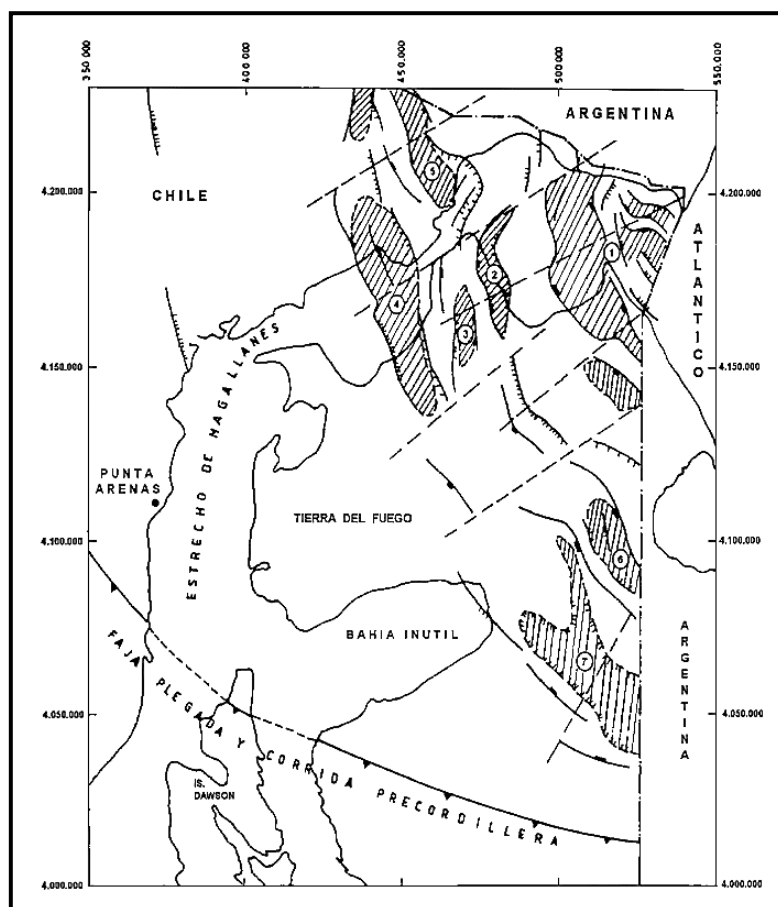
hemigrábenes (Uliana *et al.*, 1989) generando “cuencas” con la misma orientación en las que se depositó la Formación Tobifera. Moraga (1996) realizó un mapa estructural (Figura 2.19) basado en el mapeo de fallas observadas en secciones sísmicas y en las tendencias de mapas isocrónicos del techo del Basamento y de la Formación Springhill donde se puede apreciar la existencia de 7 “cuencas” jurásicas limitadas por estas fallas normales, las que individualmente tienen una longitud que varía entre 3 a 7 km. Estas estructuras afectan al basamento, las vulcanitas jurásicas y en ocasiones se propagan sobre los depósitos Cretácicos inclusive hacia los depósitos inferiores del Paleógeno (Yagupsky, 2004), lo que indicaría que estas fallas estuvieron activas durante la etapa de subsidencia termal y en las etapas de antepaís debido a la carga tectónica durante la fase compresiva. Estas fallas tendrían un manteo que varía entre 45° a 50° en las secciones precretácicas (Moraga, 1996).

La segunda provincia se ubica en la zona más occidental y Sur marcada por un claro dominio compresivo caracterizado por la presencia de una faja plegada y corrida, que es un sistema orogénico polifásico originado entre el Cretácico Tardío y el Mioceno (Biddle *et al.*, 1986), posterior al cierre de la CRV, en respuesta a sucesivos pulsos de deformación durante los cuales el frente de deformación avanzó hacia el antepaís, involucrando, en cada etapa, los sedimentos acumulados en la antefosa y derivados de la erosión del relieve creado en cada uno de los eventos de deformación. Una de las características más importantes de esta estructura es el cambio en la orientación desde N-S alrededor de los 50°S a E-W en Tierra del Fuego. La faja plegada y corrida interna corresponde a la zona ubicada más al Oeste (a los 50°S) y Sur (Tierra del Fuego) (Figura 2.20) y se asocia a fallas inversas de alto ángulo que involucran el basamento, es decir, deformación de “piel gruesa” provocada durante el Coniánciano debido a la inversión de estructuras originadas previamente en la etapa extensiva. Durante esta fase compresiva se provoca una carga tectónica que permite la formación de la cuenca de antepaís de Magallanes, debido a la flexión cortical (Mella, 2001), y consecuentemente la depositación de las secuencias de Antepaís I (Mpodosis *et al.*, 2011) inmediatamente al Este y Norte, a los 50°S y Tierra del Fuego respectivamente, del dominio interno deformado.





**Figura 2.18:** Secciones sísmicas regionales con interpretación estructural; en amarillo el límite Jurásico-Cretácico y en verde el límite Cretácico-Terciario. Modificado de Herrero et al. (1999) por Mella (2001).



**Figura 2.19:** Distribución de “cuencas” extensionales jurásicas en Magallanes. Tomada de Moraga (1996). Números: 1, Cuenca Oriental; 2, Cuenca Manantiales; 3, Cuenca Chañarillo; 4, Cuenca Dorado; 5, Cuenca Pampa Larga; 6, Cuenca Gaviota; 7, Cuenca San Sebastián. .

Tanto el dominio central como el externo presentan deformación de “piel delgada” controlada por niveles de despegue regionales cada vez más someros hacia el Este y Norte (Figura 2.20). El dominio central es un sistema de láminas de corrimiento con niveles de despegue en la base de las secuencias de Antepaís I que generó un avance de la deformación hacia el Este y Norte, como consecuencia de esfuerzos transpresivos en el extremo sur de Sudamérica, asociados a la rotación en sentido antihorario de la placa Sudamericana mientras se separaba de la Península Antártica y se iniciaba la apertura del pasaje de Drake, durante el Paleoceno a Eoceno, (Mpodozis *et al.*, 2011) provocando la migración del depocentro de la cuenca de antepaís hacia el Este y Norte donde se depositaron las secuencias de Antepaís II. El dominio externo se caracteriza por un sistema de pliegues anticlinales y sinclinales espaciados asociados en muchos casos a fallas ciegas (pliegues por propagación de falla o pliegues por *detachment*) que se conectan con un nivel de despegue en la base de las secuencias de Antepaís II, depositadas en la fase anterior, asociados a nuevo avance de la deformación, evento que además está ligado a un descenso de la carga tectónica en el Sur, a medida que cesa la transpresión entre Sudamérica y la Península Antártica, durante la apertura de la placa de Scotia desde el inicio del Oligoceno (30 Ma.) provocando la consecuente migración del depocentro durante el Oligoceno y Mioceno temprano donde se depositaron las secuencias de Antepaís III.

Otra estructura importante a escala regional presente en la zona es la Falla de Magallanes-Fagnano reconocida por primera vez como una estructura de escala regional por Fuenzalida (1972).

Esta estructura corresponde a un sistema de fallas sinistrarles regionales que marcan el límite transcurriente entre las placas Sudamericana y Scotia.

Según el modelo de Barker (2001) entre los 30 y 7 Ma aproximadamente se produjo una expansión oceánica en sentido NW-SE o bien NS, debido a la actividad de diferentes dorsales activas en el Mar de Escocia (Dorsal de Scotia Oeste), este proceso está asociado a la formación de la Placa de Scotia y apertura del Paso de Drake durante el Neógeno. Gracias a esto se produjo un cambio en el régimen tectónico ya que cesó la deformación transpresiva que dominó la deformación del extremo sur de Sudamérica durante el Cretácico Superior y Paleógeno, la cual habría jugado un rol fundamental en la formación de la cuenca de antepaís y el oroclino magallánico (Mpodozis, 2004). Luego alrededor de los 7 Ma. cesó la actividad en la dorsal Oeste del Mar de Scotia, al iniciarse la expansión oceánica en la dorsal de Scotia Este, esta dorsal introdujo una componente de transcurriencia pura en los bordes Norte y Sur de la Placa de Scotia, los que pasaron a constituirse en fallas transcurrentes que, actualmente, limitan por el Norte y Sur la placa de Scotia, una de las cuales es la Falla de Magallanes-Fagnano, configuración que se mantiene en la actualidad (figura 2.1).

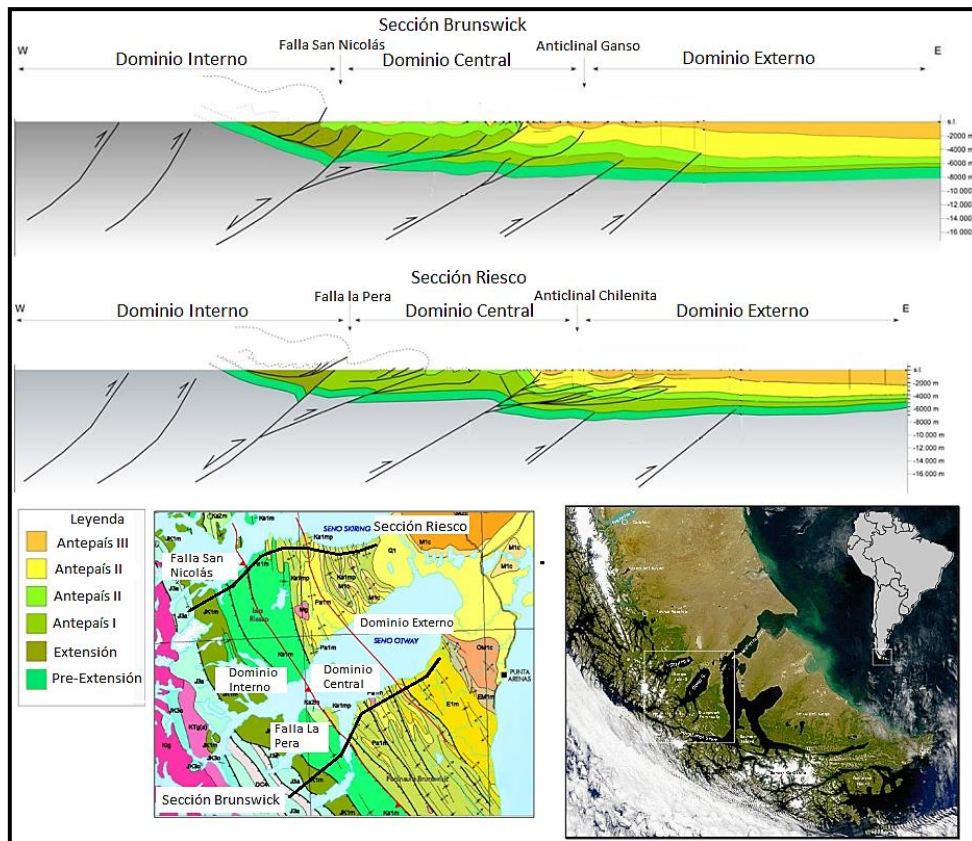


Figura 2.20: Perfiles estructurales en Isla Riesco y Península de Brunswick. Tomada de Radic *et al.*, 2007.

## 2.3 Estratigrafía del Subsuelo de Magallanes.

En esta sección se describirán las formaciones del subsuelo de Magallanes depositadas desde la etapa de cuenca de Antepaís con el fin de contextualizar la estratigrafía de la zona de estudio pertinente a este trabajo (Figura 2.21)

Edad		Subsuelo Magallanes (Chile)	Megasecuencias
Neógeno	Plioceno	Depósitos fluviales aluviales y glaciares	Antepaís 4
	Mioceno		
Paleógeno	Oligoceno	Areniscas arcillosas Bahía Inaíral	Antepaís 3
	Eoceno		
	Paleoceno	Zona Glauconítica	Antepaís 2
Cretácico Superior	Maastrichtiano	Lutitas Arenosas	Antepaís 1
	Campaniano		
	Santoniano		
	Coniaciano		

Figura 2.21: Cuadro cronoestratigráfico del subsuelo de Magallanes en la zona de estudio.

### 2.3.1 Formación Lutitas Arenosas (Mordojovich, 1951).

Es una unidad litoestratigráfica de subsuperficie compuesta por arcillolitas, limosas en su parte superior, glauconíticas de color gris medio cuyo espesor fluctúa entre los 50 y 180 m. (Gonzales, 1965)

Esta Unidad sobreyace en discordancia a la Formación Lutitas Gris Verdosas y subyace en discordancia erosiva a la Formación Zona Glauconítica. Las condiciones depositacionales deducidas a partir de las asociaciones microfaunales, indican ambientes marinos de plataforma media a externa (Mella 2001).

En base a microfauna, se le asigna una edad Campaniano-Maastrichtiano (González 1965; Natland *et al.*, 1974); según Mpodozis *et al.* (2011) esta Formación se depositó durante el Coniaciano-Maastrichtiano y es correlacionable con las formaciones Fuentes y Rocallosa de la Provincia Deformada (Mella, 2001).

### 2.3.2 Formación Zona Glauconítica (Mohr, 1945 citado en Hauser, 1964).

Es una unidad litoestratigráfica de subsuperficie constituida por una sucesión de arcillas limosas, arcillas arenosas y areniscas arcillosas de grano fino de color, en general, gris medio verdoso, su característica dominante la constituye la presencia de abundante glauconita verde oscuro, en forma de pintas y gránulos. Los estratos se presentan asociados con piritita, limolitas negras y glauconíticas, caliza arenosa y en ocasiones, por conglomerados basales (Gallardo, 1958). Además esta unidad contiene abundante microfauna de foraminíferos y su espesor varía entre 100 m en el sector más oriental de la cuenca, a unos 330 m en la porción central (Mella, 2001). Según Carpinelli *et al.* (2013) la Zona Glauconítica presenta dos unidades:

**Zona Glauconítica Superior:** Consiste en areniscas glauconíticas, limosas y arcillosas. Esta unidad posee aparentemente baja porosidad, sin embargo contiene gas. El tope de esta unidad se define como calizas castaño claro que se encuentran sobre las areniscas glauconíticas y presentan un carácter más arcilloso reconocible en perfiles eléctricos.

**Zona Glauconítica Inferior:** Consiste en limolitas glauconíticas parcialmente arenosas, con intercalaciones tobáceas. Esta unidad posee fuertes indicios de gas con flujos comercialmente “atractivos” si se aumenta su permeabilidad mediante estimulación hidráulica. En el área de Cabaña tiene aproximadamente 45 a 60 m.

Se dispone en discordancia por erosión sobre la unidad “Lutitas arenosas” y subyace en contacto transicional al “Grupo Bahía Inútil”. Su litología corresponde a sistemas depositacionales transgresivos sobre una plataforma alzada (Mella, 2001).

El marcado contraste litológico entre la Zona Glauconítica y la unidad subyacente se refleja muy bien en el perfil eléctrico de inducción, tanto en la curva de potencial espontáneo, como la de resistividades; en depósitos de la Zona Glauconítica ambas curvas adquieren un estilo muy peculiar, representado por una serie continua de *peaks* y depresiones, con esporádicas zonas planas, por su parte en la Formación Lutitas Arenosas ambas curvas presentan un desarrollo parejo, alcanzando valores constantes. Un prominente *peak* que se evidencia nítidamente en la curva de resistividades, ubicado entre 3 a 5 metros sobre la base de la Zona Glauconítica constituye un excelente elemento de correlación en los distintos pozos de la plataforma (*marker G7*) (Hauser, 1964).

La abundante microfauna que posee la secuencia permite atribuirle al Maastrichtiano superior-Eoceno medio (Cañón y Ernst, 1975), Maastrichtiano-Eoceno inferior (Hauser, 1964; Rose, 1977) y Paleoceno-Eoceno inferior (González 1965). Además puede ser correlacionada en Tierra del Fuego (Sector chileno) paleontológicamente con las formaciones Chorrillo Chico, Agua Fresca y Tres Brazos (Mella, 2001).

**a) Formación Chorrillo Chico (Thomas, 1949).**

Esta Formación fue definida por Thomas (1949) en la localidad de Chorrillo Chico. Charrier y Lahsen (1965) describen esta formación entre Seno Skyring y el estrecho de Magallanes como arcillolitas grises con intercalaciones de limolitas y areniscas finas glauconíticas, delgadas capas de calizas y concreciones calcáreas con espesor de 275 m. en su localidad tipo

Se dispone concordantemente sobre la Formación Rocallosa y subyace del mismo modo a la Formación Agua Fresca. Se interpreta un ambiente de depositación de plataforma externa (Mella, 2001).

Se le atribuye una edad Paleoceno (Robles *et al.*, 1956; Cañón y Ernst, 1975) en base a una abundante microfauna de foraminíferos.

**b) Formación Agua Fresca (Decat y Pomeyrol, 1931).**

Esta Formación fue definida en el curso medio del Río Agua Fresca, al sur de Punta Arenas, donde se ha medido 2290 m de sección. Está compuesta por arcillolitas grises parcialmente glauconíticas, con niveles de limolitas glauconíticas y grandes concreciones calcáreas. La porción superior tiene abundantes lentes de areniscas con intensa bioturbación (Mella, 2001).

Se dispone en concordancia sobre la Formación Chorrillo Chico y yace del mismo modo bajo la Formación Tres Brazos. La sección inferior de la formación se asocia a un ambiente de plataforma externa, variando hacia el techo a ambientes más someros (Rose, 1977).

Se estima una edad Eoceno inferior a medio para la formación en base a su microfauna (Cañón y Ernst, 1975).

**c) Formación Tres Brazos (Ruby, 1945).**

Esta Formación fue definida en el Río Tres Brazos, al sur de Punta Arenas, donde posee 1200 m de espesor está compuesta de areniscas finas a medias glauconíticas, intercalaciones de areniscas calcáreas y limolitas, además de limolitas con concreciones silíceas esféricas, lentes conglomerádicos y algunos horizontes de lignito.

Se dispone concordantemente sobre la Formación Agua Fresca y subyace, con la misma relación, a la Formación Leña Dura. Se asocia a un ambiente costero y de plataforma media, sobre la cual se depositaban sistemas deltaicos en progradación hacia el centro de la cuenca.

Se estima una edad Eoceno medio para la Formación en base a la fauna recolectada (Cañón y Ernst, 1975).

### **2.3.3 Grupo Bahía Inútil (Cañón, 1968).**

Es un conjunto de formaciones definida en Bahía Inútil en Tierra del Fuego, que incluye, de base a techo, a los Estratos de Cameron, los Estratos de Boquerón (Keidel y Hemmer, 1931), y las formaciones Bautismo, Discordia, Santa Clara y Puerto Nuevo definidas por Barwick (1955). Además se correlaciona con una unidad de subsuperficie del mismo nombre por su contenido faunal correspondiente a una secuencia cuyo espesor va entre los 100 m. en el sector más oriental de la cuenca a unos 330 m. en la porción central (Gonzalez, 1965), compuesta de areniscas, arcillolitas, y limolitas, que es reconocida en subsuperficie. Esta unidad se dispone en contacto transicional sobre la Formación Zona Glauconítica y subyace en concordancia a la Formación Areniscas Arcillosas (Mella, 2001).

Su abundante registro micropaleontológico permite asignarle una edad Eoceno superior-Oligoceno (González, 1965). Dado asociaciones microfaunales se interpreta un ambiente depositacional marino de plataforma somera (Marchant, 1992).

Los Estratos de Cameron corresponden al miembro inferior del Grupo Bahía Inútil y corresponde a limolitas grises y areniscas finas con numerosas concreciones calcáreas que en su localidad tipo, Punta Cameron, tiene un espesor de más de 400 m. Su techo corresponde a los Estratos de Boquerón que fueron definidos en el área de Boquerón y corresponden a 1144 m. de lutitas limosas con concreciones calcáreas y con algunas zonas delgadas de limolitas, estos estratos subyacen a la Formación Bautismo que toma su nombre del Rio Bautismo (Malumian *et al.*, 2013). Barwick (1955) la define como una serie de limolitas con frecuentes bancos de concreciones calcáreas, que en su lugar típico tiene 250 m. de espesor, sobre esta formación yace la Formación Discordia la cual fue definida en Rio Discordia y corresponde a 1750 m. de lutitas con concreciones calcáreas y escasos bancos delgados de limolitas, esta formación subyace a la Formación Santa Clara definida en la Mina Santa Clara como una serie predominante de areniscas y limolitas de unos 100 m. de espesor que subyacen a una serie de 600 m. de lutitas con concreciones calcáreas y escasas intercalaciones de limolitas que corresponden a la Formación Puerto Nuevo cuya localidad típica corresponde al caserío al noroeste de Bahía Inútil (Marchant, 1992).

### **2.3.4 Formación Areniscas Arcillosas (Mordojovich, 1951).**

Es una unidad litoestratigráfica de subsuperficie constituida por una sección de areniscas de color gris claro, con abundante cemento arcilloso, glauconítico con gránulos de cuarzo, rocas ígneas y arcillolitas, con algunas intercalaciones de arcillolitas gris oliva claro cuyo espesor varía entre los 100 y 340 m. (González, 1965).

Sobreyace concordantemente al Grupo Bahía Inútil y subyace discordantemente a la Formación Brush Lake. La interpretación de su asociación microfaunal indica condiciones de depositación marinas bajo ambientes de plataforma somera (Rose, 1977; Marchant, 1992).

Su registro paleontológico consistente en abundante foraminíferos permite asignarle una edad Oligoceno superior-Mioceno inferior (González, 1965).

### **2.3.5 Formación Brush Lake (Barwick, 1955).**

Esta formación fue definida en la porción central de Tierra del Fuego y se compone de lutitas con intercalaciones de delgadas capas de areniscas y calizas muy fosilíferas hacia el techo, con un espesor variable entre 80 y 680 m. (Gonzales, 1965).

La unidad sobreyace en discordancia a la Formación Areniscas Arcillosas y subyace en aparente concordancia a la Formación Filaret. Natland *et al.* (1974) asignan una edad Mioceno medio a superior a la secuencia en base a su microfauna.

Se interpreta que la depositación de esta formación ocurre sobre una plataforma marina somera inclinada hacia el Este, en base a asociaciones micro y macrofaunales (Natland *et al.*, 1974; Rose, 1977)

### **2.3.6 Formación Filaret (Cortés y Céspedes, 1955).**

Esta formación fue definida en la porción central de Tierra del Fuego y se compone de areniscas, areniscas conglomerádicas y arcillolitas, con intercalaciones de mantos de carbón y niveles coquinoideos de moluscos y gastrópodos, cuyo espesor varía entre 260 y 400 m. (Gonzales, 1965).

La unidad sobreyace en aparente concordancia a la Formación Brush Lake y en subsuperficie subyace a la Formación Palomares. La abundante fauna presente en esta formación le otorga una edad miocena tardía (Gonzalez, 1965).

La interpretación para esta formación corresponde a una depositación bajo condiciones continentales litorales y de plataforma marina somera (Gonzalez ,1965; Natland *et al.*, 1974)

### **2.3.7 Formación Palomares (Keidel y Hemmer, 1931).**

Esta formación fue definida en los Cerros de Palomares al Este del Canal Fitz Roy, consiste en areniscas gruesas tobáceas y cenizas volcánicas, que se intercalan areniscas de líticos de color gris azulado, cuyo espesor varía entre 200 y 350 m. (Gonzalez, 1965).

Se reconoce en subsuperficie apoyada en discordancia sobre la Formación Filaret y subyaciendo a depósitos glaciares, fluviales y aluviales del Pleistoceno en gran parte de la cuenca (Mella, 2001). De acuerdo a restos de mamíferos y moluscos se le asigna una edad Mioceno superior-Plioceno inferior (González, 1965, Natland *et al.*, 1974).

A diferencia de la localidad tipo, donde la unidad es depositada completamente bajo condiciones subaéreas, en el extremo oriental de la cuenca, existen delgados horizontes fosilíferos marinos, que evidencian cortos episodios de sedimentación marina somera, seguidos de prolongados períodos de sedimentación fluvial y lacustre (Mella, 2001).



## 3 Marco Teórico.

### 3.1 Geomecánica.

La geomecánica es una rama interdisciplinaria, con aplicaciones en geología, geofísica e ingeniería civil, que se ocupa del estudio de las propiedades y comportamiento mecánico de los materiales rocosos, y de su respuesta ante la acción de fuerzas aplicadas en su entorno físico (González de Vallejo *et al.*, 2002). La finalidad de este capítulo es presentar la teoría necesaria para la predicción del comportamiento de los materiales rocosos ante la actuación de fuerzas internas y externas, ya que el conocimiento de este comportamiento es fundamental para llevar a cabo la estimulación hidráulica de yacimientos no convencionales.

Las rocas, a diferencia de los materiales artificiales como el acero o el hormigón, presentan “defectos” estructurales debido a la variación en la composición mineralógica, orientación de minerales, porosidad y microfisuración, grado de alteración, etc. Los macizos rocosos, además, contienen discontinuidades de muy diversos tipos y zonas meteorizadas o tectonizadas. En ambos casos estas características se reflejan en unas propiedades físicas y mecánicas heterogéneas, discontinuas y anisótropas, que gobiernan la respuesta mecánica del medio rocoso sujetos a la actuación de fuerzas (González de Vallejo *et al.*, 2002).

La aplicación de nuevas fuerzas, o la modificación de la magnitud o distribución de las preexistentes, da lugar a cambios en el estado mecánico de los sistemas rocosos, produciéndose una serie de efectos internos, como desplazamientos, deformaciones y modificación del estado de esfuerzos dentro de una vecindad.

#### 3.1.1 Estado de Esfuerzos y Deformación.

El estado de esfuerzos de un sistema es consecuencia de las fuerzas actuando sobre él. El efecto de una fuerza depende del área total sobre la que se aplica, por lo que trabajar con fuerzas no es adecuado para conocer su influencia sobre el comportamiento de la roca. Si la fuerza total es referida al área  $A$  del plano sobre el cual actúa, se expresa como tensión o esfuerzo,  $\sigma$  (González de Vallejo *et al.*, 2002).

$$\sigma = F/A \quad (3.1)$$

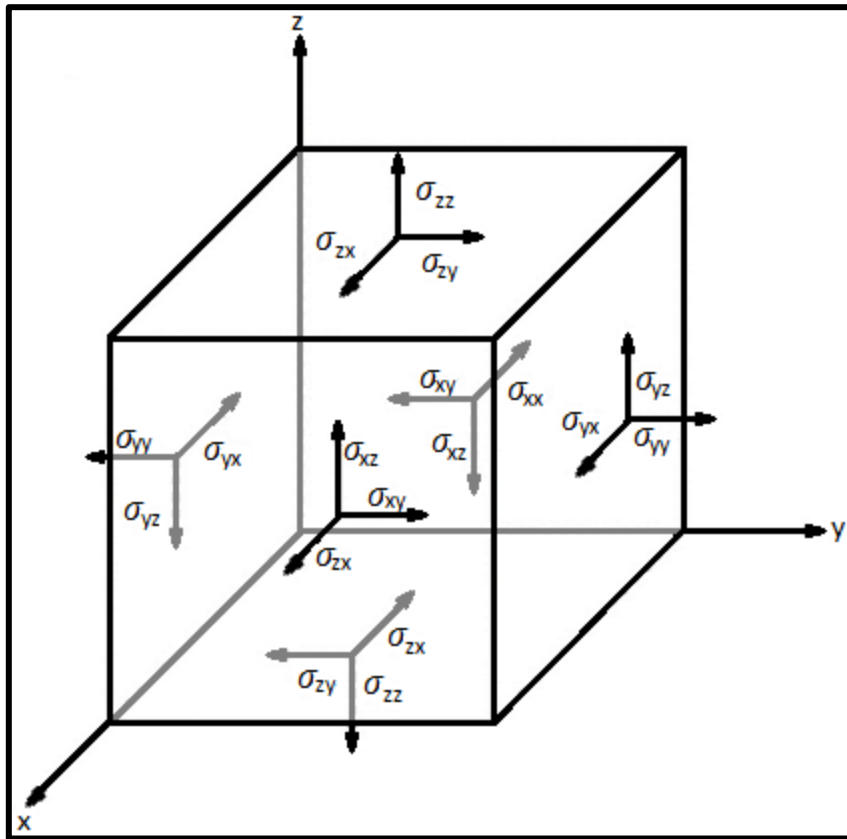
Al variar las fuerzas, por lo tanto, varía el estado de esfuerzos asociado a los planos considerados. El esfuerzo no varía en función del área considerada siempre que las fuerzas se distribuyan uniformemente sobre la superficie. Si se considera un área infinitesimal  $\Delta A$  en el interior de un cuerpo en equilibrio, la magnitud del esfuerzo resultante sobre el área será:

$$\sigma = \lim_{\Delta A \rightarrow 0} \Delta F / \Delta A = \partial F / \partial A \quad (3.2)$$

Como la fuerza es una cantidad vectorial, la expresión anterior se puede escribir como la ecuación de un vector:

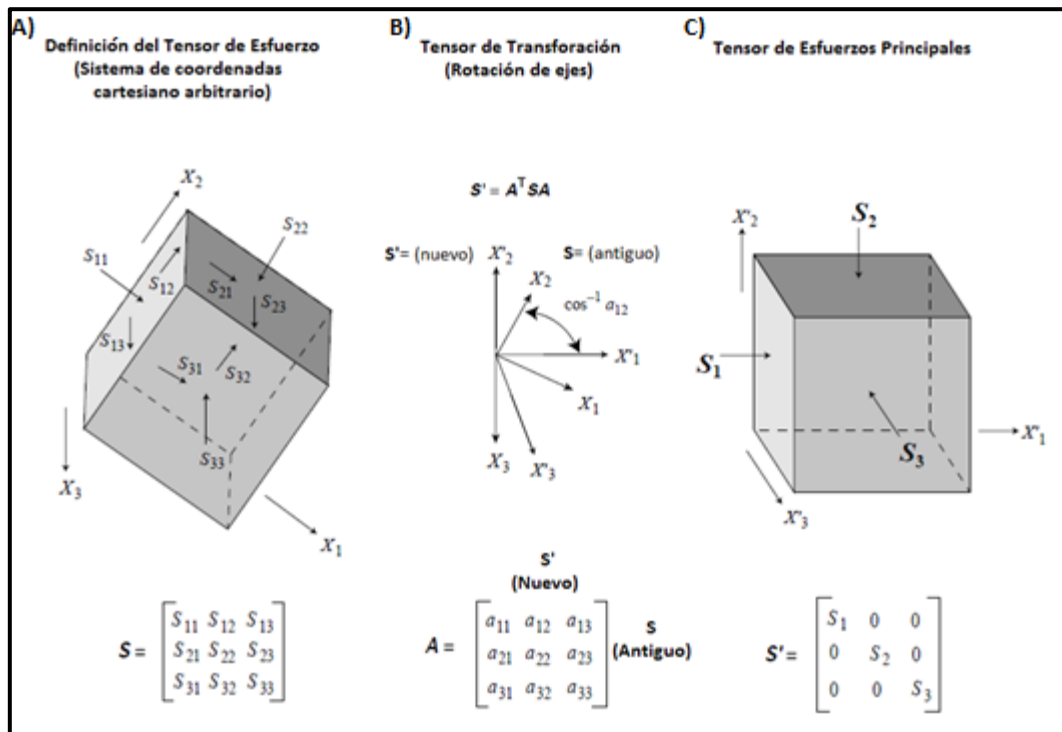
$$\vec{\sigma} = \partial \vec{F} / \partial A \quad (3.3)$$

Donde, para este cuerpo, queda definido el tensor de esfuerzo en 3 dimensiones el cual tiene 9 componentes, 3 esfuerzos normales ( $\sigma_{xx}$ ,  $\sigma_{yy}$  y  $\sigma_{zz}$ ) y 6 de cizalle ( $\sigma_{xy}$ ,  $\sigma_{xz}$ ,  $\sigma_{yx}$ ,  $\sigma_{yz}$ ,  $\sigma_{zx}$  y  $\sigma_{zy}$ ) como se muestra en la figura 3.1.

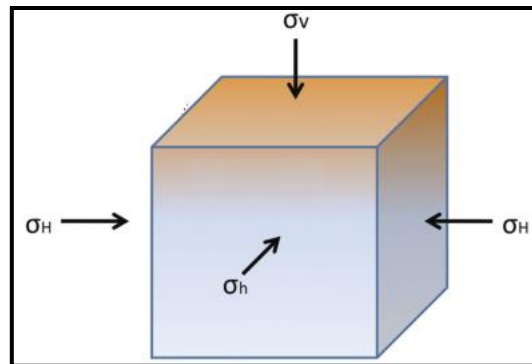


**Figura 3.1:** Estado de estrés tridimensional, con los componentes de esfuerzo normal y de cizalle en notación tensorial. Modificado de Jaeger y Cook (2007).

En cualquier punto, ubicado dentro de este cuerpo, sometido a esfuerzos, se pueden definir tres planos ortogonales entre sí en los que los esfuerzos tangenciales a dichos planos son nulos; estos planos, así definidos, se denominan planos principales de esfuerzo, y a los esfuerzos normales que actúan sobre ellos se los llama como esfuerzos principales (González de Vallejo *et al.*, 2002) (Figura 3.2). En este trabajo ocuparemos la notación de esfuerzos principales donde la sobrecarga o esfuerzo vertical será denotado como  $\sigma_v$ , el esfuerzo horizontal máximo como  $\sigma_H$  y el esfuerzo horizontal mínimo como  $\sigma_h$ . En general, en subsuperficie, se cumple que  $\sigma_v \geq \sigma_H \geq \sigma_h$  (Figura 3.3). Esta suposición es cierta en la mayoría de las áreas, excepto cerca de grandes estructuras geológicas tales como fallas, domos de sal, e intrusiones ígneas donde se necesitan modelos de esfuerzos más complicados para describir los esfuerzos al interior de la Tierra (Wikel, 2011).



**Figura 3.2:** A) Definición del tensor de esfuerzo en un sistema de coordenadas cartesianas arbitraria. B) Rotación del tensor de esfuerzo a través de los sistemas de transformación tensorial. C) Esfuerzos principales definidos en el sistema de coordenadas en el que los esfuerzos de corte desaparecen. Modificado de Zoback (2007)



**Figura 3.3:** Notación de esfuerzos principales. Modificado de Wikel (2011).

Cuando se analizan los esfuerzos dentro de un sólido poroso, un factor importante a considerar es la presión de poros, la cual ejerce un esfuerzo de igual magnitud en todas direcciones. Este esfuerzo contrarresta las componentes normales del esfuerzo pero no tiene efecto sobre las componentes tangenciales, así el esfuerzo efectivo,  $\sigma'$ , actuando perpendicular a un plano será el esfuerzo total,  $\sigma$ , menos el esfuerzo de la presión de poros,  $Pp$ :

$$\sigma' = \sigma - Pp. \quad (3.4)$$

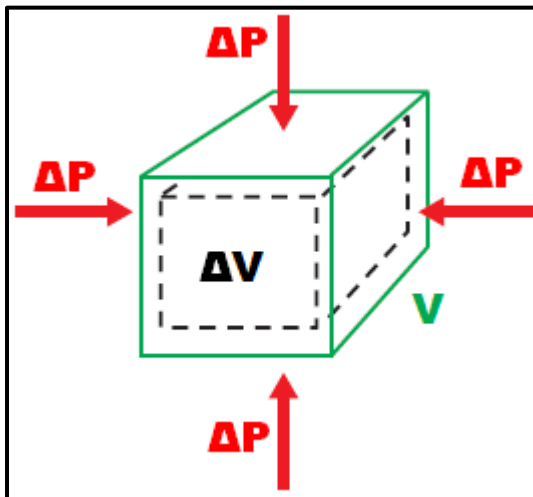
Además de la dirección y magnitud de los esfuerzos, las propiedades de los materiales rocosos son de gran importancia como lo es la deformabilidad, la cual se expresa por sus módulos elásticos y que es la propiedad que tiene la roca para alterar su forma como respuesta a la acción de fuerzas. Según sea la intensidad de la fuerza ejercida, el modo en que se aplica y las características mecánicas de la roca, la deformación será permanente o elástica; en este último caso el cuerpo recupera su forma original al cesar la actuación de la fuerza.

La deformación,  $\varepsilon$ , el cual es un parámetro adimensional, indica la variación de longitud o espacio entre dos partículas, pertenecientes al cuerpo, en dos estados mecánicos distintos, es decir, antes y después de haber aplicado el esfuerzo, en 1D, se puede expresar como la relación entre la variación de longitud y la longitud inicial:

$$\varepsilon = (l_i - l_f)/l_i \quad (3.5)$$

### 3.1.2 Módulos Elásticos.

Los módulos elásticos son constantes que definen la relación entre esfuerzo y deformación. Estos módulos elásticos describen la respuesta de los sólidos a diferentes tipos de esfuerzos. El Modulo de Incompresibilidad (*Bulk Modulus*),  $K$ , es la respuesta de la roca al esfuerzo normal aplicado en todas direcciones (figura 3.4) y representa el cociente entre el cambio en la presión ejercida sobre la roca,  $\Delta P$ , y la magnitud del cambio relativo de volumen sufrido,  $\Delta V/V$  (Simm y Bacon, 2014).

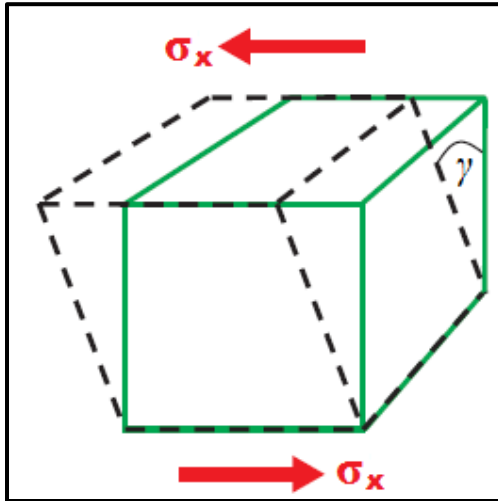


**Figura 3.4:** Cambio de volumen en las rocas bajo la acción de esfuerzos iguales aplicados en todas direcciones. Modificado de Simm y Bacon (2014).

$$K = \frac{\Delta P}{\Delta V/V} \quad (3.6)$$

Un valor de  $K$  muy grande indica que es un material muy duro pues implica que se debe ejercer una presión muy grande para poder producir algún cambio significativo de volumen. Por el contrario, un valor de  $K$  pequeño implica que una presión moderada producirá cambios importantes de volumen. Los fluidos, sobre todo los gases, presentan bajos valores de  $K$  en comparación con las rocas (Chopra y Castagna, 2014).

Por otro lado, el Modulo de Corte,  $\mu$ , describe cuán difícil es deformar un cuerpo ante la aplicación de fuerzas de corte o tangenciales. Este módulo representa el cociente entre el esfuerzo de corte ejercido y la deformación en la dirección de la fuerza. En este caso, la deformación es igual a la tangente del ángulo  $\gamma$ , que para pequeñas deformaciones, es aproximadamente igual a  $\gamma$ . Donde  $\gamma$  se refiere a la desviación angular con respecto del sólido no deformado (figura 3.5) (Chopra y Castagna, 2014).



**Figura 3.5:** Cambios en la forma de la roca asociado a esfuerzos de corte aplicados en las caras superior e inferior del cubo. Modificado de Simm y Bacon (2014).

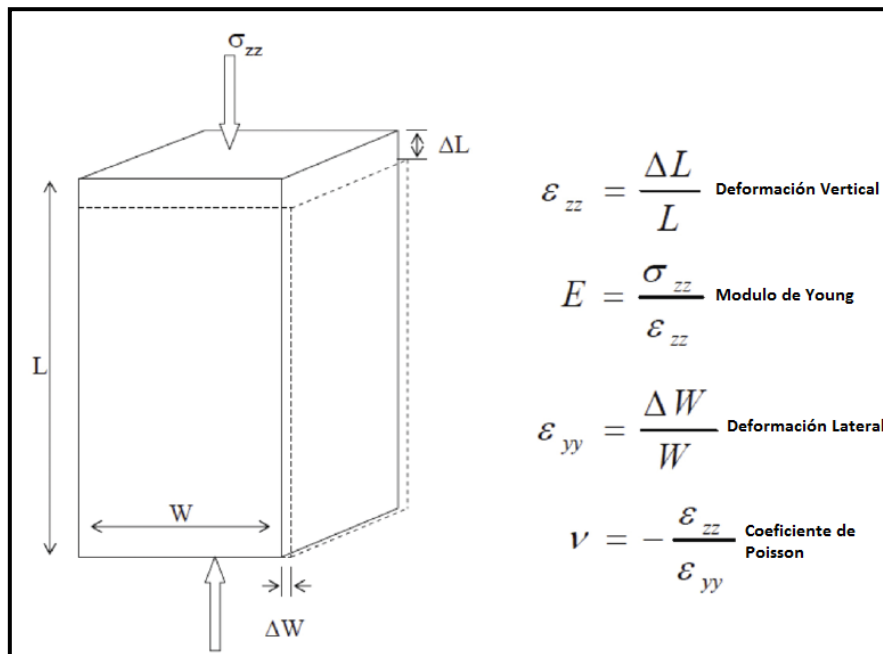
$$\sigma_x = \mu * deformación = \mu\gamma \rightarrow \mu = \frac{\sigma_x}{\gamma} \quad (3.7)$$

La mayoría de los fluidos no son capaces de resistir fuerzas de corte, por lo que se supone, generalmente, que el Módulo de Corte de los fluidos es nulo (Simm y Bacon, 2014).

En la teoría elástica se suele utilizar el primer parámetro de Lamé,  $\lambda$  ( $\mu$  es el segundo), por conveniencia algebraica. Este módulo elástico carece de un sentido físico intuitivo pero se relaciona con la incompresibilidad y con el módulo de corte. En medios fluidos donde  $\mu$  es nulo, este parámetro es igual a  $K$ .

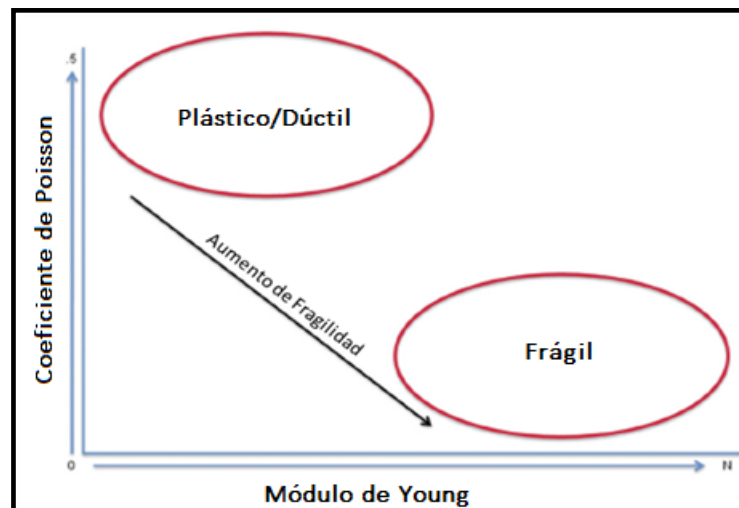
$$\lambda = K - \frac{2\mu}{3} \quad (3.8)$$

Otros módulos elásticos utilizados son el Módulo de Young y la Razón de Poisson o Coeficiente de Poisson. El Módulo de Young,  $E$ , define la relación lineal elástica entre el esfuerzo aplicado y la deformación producida en la dirección de aplicación del esfuerzo. Por su parte, el Coeficiente de Poisson,  $\nu$ , define la relación entre la deformación transversal y axial (Figura 3.6).



**Figura 3.6:** Definición de deformación vertical, deformación lateral, Módulo de Young y Razón de Poisson. Modificado de Batzel *et al.* (2006).

Ambas se obtienen de ensayos de laboratorio y definen las características de la deformación elástica “estática” de la roca. Una roca dura con comportamiento frágil presenta mayor Módulo de Young y menor Coeficiente de Poisson que una roca blanda con comportamiento dúctil (Rickman *et al.*, 2008) (Figura 3.7). Es posible obtener estos módulos mediante la medición de velocidades de ondas elásticas, cuando estos valores de  $E$  y  $\nu$  se obtienen a partir de estas mediciones sónicas se denominan como “módulos dinámicos”. En general, el Módulo de Young dinámico es mayor que el estático:  $E_d > E$  ya que la rápida aplicación de esfuerzos de baja magnitud hace que la roca tenga un comportamiento puramente elástico. Los módulos estáticos pueden obtenerse a partir de los módulos dinámicos mediante correlaciones, en general, poco precisas (González de Vallejo *et al.*, 2002).



**Figura 3.7:** Comportamiento de la roca dependiendo del valor de  $E$  y  $\nu$ . Modificado de Wikel (2011).

Como se mencionó previamente, los módulos elásticos se pueden obtener a partir de mediciones de velocidades de propagación de ondas elásticas de compresión,  $V_P$ , y de cizalle,  $V_S$

(figura 3.8). Para el caso de un medio elástico, isótropo y homogéneo las velocidades e onda vienen dadas por:

$$V_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (3.9) \quad \text{y} \quad V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (3.10)$$

Donde  $\rho$  es la densidad del medio.

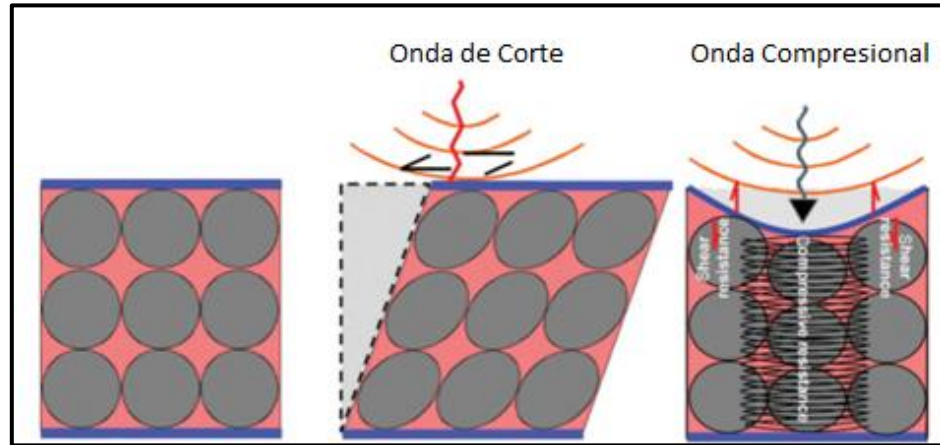


Figura 3.8: Modos de propagación de onda. Modificado de Goodway (2001).

Equivalentemente se pueden obtener los parámetros de Lamé en función de las impedancias de onda P y S,  $I_P$  e  $I_S$ :

$$\mu\rho = I_S^2 \quad (3.11) \quad \text{y} \quad \lambda\rho = I_P^2 - 2I_S^2 \quad (3.12)$$

Donde  $I_P = V_P\rho$  y  $I_S = V_S\rho$ .

En un medio isótropo y afectado por pequeñas deformaciones solo 2 módulos elásticos son suficientes para describir la relación esfuerzo-deformación, por ejemplo los parámetros de Lamé,  $\lambda$  y  $\mu$ , o el módulo de Young y la razón de Poisson,  $E$  y  $\nu$ . Existen otros módulos creados debido a su utilidad y conveniencia pero siempre son relacionables a otras dos constantes o módulos elásticos (tabla 3.1) (Mavko *et al.*, 2003)

Símbolo	E	$\nu$	K	$\lambda$	$\mu$
	Módulo de Young	Razón de Poisson	Módulo de Bulk	1 <sup>er</sup> parámetro de Lamé	Módulo de Corte
(E, $\nu$ )	-	-	$\frac{E}{3(1-2\nu)}$	$\frac{E\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)}$	$\frac{E}{2(1+\nu)}$
(E, K)	-	$\frac{3K-E}{6K}$	-	$3K \frac{3K-E}{9K-E}$	$\frac{3KE}{9K-E}$
(E, $\mu$ )	-	$\frac{E-2\mu}{2\mu}$	$\frac{\mu E}{3(3\mu-E)}$	$\mu \frac{E-2\mu}{3\mu-E}$	-
( $\nu$ , K)	$3K(1-2\nu)$	-	-	$3K \frac{\nu}{1+\nu}$	$\frac{3K(1-2\nu)}{2(1+\nu)}$
( $\nu$ , $\mu$ )	$2\mu(1+\nu)$	-	$\frac{2\mu(1+\nu)}{3(1-2\nu)}$	$\mu \frac{2\nu}{1-2\nu}$	-

$(\nu, \lambda)$	$\lambda \frac{(1+\nu)(1-2\nu)}{\nu}$	-	$\lambda \frac{1+\nu}{3\nu}$	-	$\lambda \frac{1-2\nu}{2\nu}$
$(K, \mu)$	$\frac{9K\mu}{3K+\mu}$	$\frac{3K-2\mu}{2(3K+\mu)}$	-	$K - 2\mu/3$	-
$(K, \lambda)$	$9K \frac{K-\lambda}{3K-\lambda}$	$\frac{\lambda}{3K-\lambda}$	-	-	$3(K - \lambda)/2$
$(\lambda, \mu)$	$\mu \frac{3\lambda+2\mu}{\lambda+\mu}$	$\frac{\lambda}{2(\lambda+\mu)}$	$\lambda + 2\mu/3$	-	-

**Tabla 3. 1:** Tabla de módulos elásticos para medios isótropos. Modificada de Simm y Bacon (2014).

### 3.1.3 Análisis Lambda-Mu-Rho (LMR).

En exploración de hidrocarburos tradicionalmente se ha procurado extraer información acerca de las propiedades litológicas y de los fluidos porales mediante el análisis de las variaciones observadas tanto en las velocidades ( $V_P$  y  $V_S$ ), como en las impedancias de onda ( $I_P$  e  $I_S$ ). Por su parte Goodway *et al.* (1997) propone extraer esta información analizando las variaciones en los parámetros  $\lambda\rho$ ,  $\mu\rho$  y  $\lambda/\mu$ .

Estas técnicas se basan fundamentalmente en determinar las variaciones de las velocidades y de la densidad, lo que conduce a un enmascaramiento de las variaciones de los módulos elásticos descritos anteriormente, y por ende, a la poca efectividad de estos métodos para detectar la presencia de fluidos porales. Para comprender por qué el contenido de fluidos puede resultar enmascarado, hay que comenzar por observar la relación que existe entre las velocidades de onda y los módulos elásticos  $\lambda$  y  $\mu$  (ecuaciones 3.9 y 3.10).

La dificultad que encuentran los métodos convencionales para detectar fluidos porales es que las variaciones en  $\lambda$  pueden resultar enmascaradas por diversos cambios en  $\mu$ , que es un parámetro insensible a los fluidos porales, debido a que los fluidos no soportan fuerzas de corte y por lo tanto este parámetro estaría ligado a la matriz de la roca. Estas dificultades se deben a que  $V_P$  depende de ambos módulos elástico. En otras palabras, un cambio en la incompresibilidad debido a la presencia, por ejemplo, de gas puede no presentar cambios detectables en la velocidad de onda P porque el módulo de corte también puede presentar variaciones debido a cambios en la litología.

En la práctica el parámetro más sensible ante la presencia de fluidos es  $\lambda/\mu$  debido a que permite eliminar la influencia del parámetro asociado a la matriz, o sea el módulo de corte, revelando la componente más sensible a los fluidos porales, o sea  $\lambda$ .

En la figura 3.9 se presenta una comparación entre diferentes parámetros en una situación litológica típica (interface que separa una lutita de una arenisca con gas), para cada una de las unidades litológicas, así como el cambio porcentual promedio observado entre ellas.

El cambio porcentual promedio se calcula mediante la siguiente ecuación:

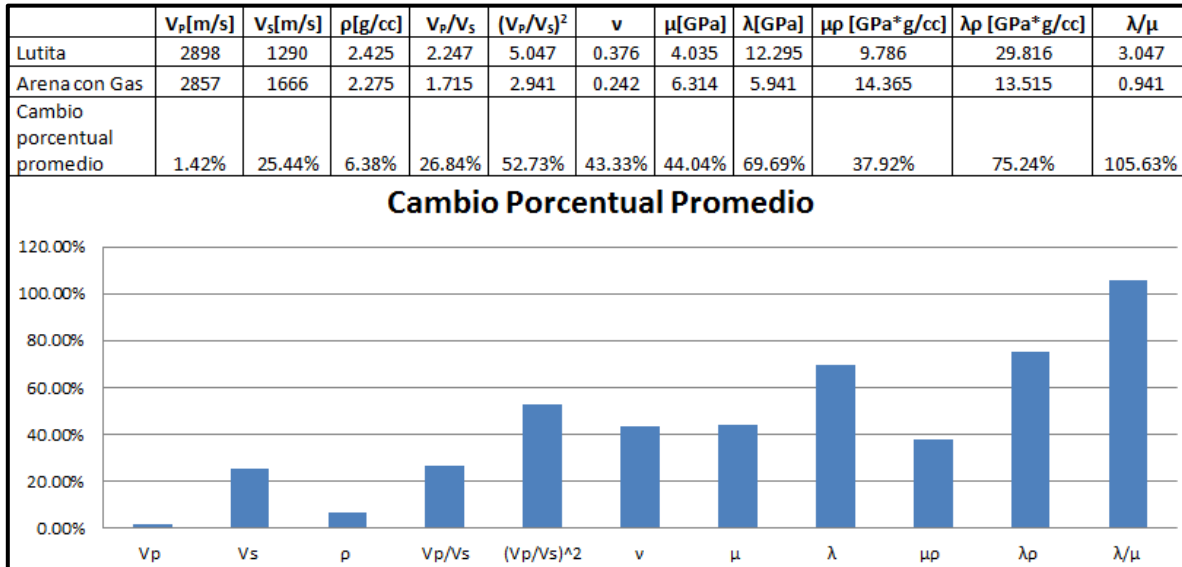
$$\text{Cambio Porcentual Promedio} = \frac{|P_2 - P_1|}{\bar{P}} * 100\% \quad (3.13)$$

$$\text{Donde } \bar{P} = \frac{P_1 + P_2}{2}$$



Los subíndices se refieren a las unidades litológicas (1= lutita, 2= arena con gas) y P es el parámetro que será analizado.

Naturalmente, valores altos del cambio porcentual promedio indican que el parámetro es muy sensible a los cambios litológicos. Contrariamente, valores del cambio porcentual promedio muy bajos indican poca sensibilidad, por lo que estos parámetros no serán de mucha utilidad como indicadores de la presencia de fluidos.



**Figura 3. 9:** Cambio porcentual promedio en una interface típica entre una lutita y una arenisca con gas. Los valores típicos de  $V_p$ ,  $V_s$  y  $\rho$  tomados de Goodway (2001).

### 3.2 Petrofísica.

La petrofísica es una disciplina que estudia las propiedades físicas de las rocas y su interacción con los fluidos (gases, hidrocarburos líquidos y soluciones acuosas). Esta disciplina está intrínsecamente ligada a la mineralogía y la geología debido a que la mayor parte de los hidrocarburos del mundo se acumulan en rocas sedimentarias porosas. Las rocas sedimentarias clásticas están compuestas por fragmentos de otras rocas derivadas del deterioro mecánico y químico de rocas ígneas, metamórficas y otras rocas sedimentarias. Las partículas producto de la erosión son frecuentemente transportadas a otros lugares por vientos y corrientes de aguas superficiales y depositadas cuando la energía cinética del flujo decrece. Las propiedades petrofísicas de las rocas dependen de las condiciones ambientales de depositación ya que estas condiciones controlan en gran medida la composición mineral, tamaño de grano, orientación o empaque y cantidad de cementación y compactación (Tiab y Donaldson, 2015).

En esta sección se abordara la relación entre las propiedades físicas de las rocas y registros geofísicos de pozos, los cuales pueden ser pasivos o activos dependiendo si emiten o no señales a la formación como manera de estímulo.

#### 3.2.1 Registros de Pozos.

Los registros de pozos son mediciones de diferentes parámetros y propiedades físicas de las formaciones rocosas en función de la profundidad, las cuales son realizadas por aparatos de medición (herramientas) a lo largo del pozo proporcionando información *in situ* del subsuelo.

### 3.2.1.1 Registros de Radiación Gamma (Gamma Ray).

Los registros de radiación gamma (GR) son medidas de la radioactividad natural de las formaciones y su unidad de medida es el API. Este tipo de registro puede ser utilizado para la identificación de litologías y para correlacionar zonas. Se ha establecido que todas las rocas tienen cierta cantidad de material radiactivo, por pequeña que sea. Las rocas ígneas ácidas como granito, sienita y monzonita, contienen mayores cantidades de material radiactivo que las rocas ígneas básicas como gabro, diorita y peridotita. En las rocas sedimentarias, los elementos radiactivos están distribuidos de manera variada entre las diferentes clases de rocas sedimentarias. Las arenas y calizas limpias exhiben muy poca radioactividad, mientras que las arcillas exhiben alta radioactividad. Por lo tanto, si se incrementa el contenido de arcilla de una roca los registros de radiación gamma también incrementarían debido a la concentración de material radiactivo en las arcillas. Sin embargo, areniscas limpias podrían producir altos índices de rayos gama si la arenisca contiene feldespato potásico, micas, glauconita o aguas ricas en uranio (Asquith y Krygowsky, 2004).

En zonas donde se está seguro de la presencia de feldespato potásico, micas o glauconita se debe utilizar un registro de rayos gama espectral en vez de uno estándar. Los registros normales de rayos gama detectan las contribuciones de uranio, torio, potasio y un número de elementos originados por el decaimiento radioactivo de estos, y dado que estos diferentes elementos radioactivos emiten rayos gama a diferentes niveles de energía, la contribución radioactiva de cada elemento puede ser analizada separadamente. El decaimiento radioactivo del isótopo  $K^{40}$  emite solo un nivel de energía (1.46 MeV) al pasar a  $Ar^{40}$ . Mientras que el  $U^{238}$  y  $Th^{232}$  emiten rayos gama a diferentes energías hasta llegar a los isótopos estables  $Pb^{206}$  y  $Pb^{208}$ , respectivamente; sin embargo estos tienen energías prominentes de 1.764 MeV (Uranio) y 2.614 MeV (Thorio) (Bassiouni, 1994; Asquith y Krygowsky, 2004).

Los registros de rayos gamas no solo son utilizados para correlacionar, sino también para la determinación del volumen de arcillas. Debido a que las arcillas son usualmente más radioactivas que las arenas y carbonatos, los registros de rayos gama puede ser utilizar para determinar su volumen en medios porosos. El volumen de arcilla expresado en porcentaje o en fracción decimal es llamado  $V_{shale}$ . El primer paso para determinar este volumen es calcular el índice de rayo gama,  $I_{GR}$ :

$$I_{GR} = \frac{GR_{log} - GR_{min}}{GR_{max} - GR_{min}} \quad (3.14)$$

Dónde:

$I_{GR}$  = Índice de rayos gama.

$GR_{log}$  = Lectura del registro de radiación gamma por formación.

$GR$  = Es el valor mínimo de radiación gamma (arenas limpias o carbonatos).

$GR$  = Es el valor máximo de radiación gamma (lutitas).

Luego, para calcular el volumen de arcilla se utilizan modelos establecidos.

Modelo Lineal:

$$V_{shale} = I_{GR} \quad (3.15)$$

Modelo de Clavier (1971):

$$V_{shale} = 1.7 - [3.38 - (I_{GR} - 0.7)^2]^{\frac{1}{2}} \quad (3.16)$$

Modelo de Steiber (1970):

$$V_{shale} = \frac{I_{GR}}{3 - 2 * I_{GR}} \quad (3.17)$$

Modelo de Larionov (1969):

Para rocas terciarias tenemos:

$$V_{shale} = 0.083(2^{3.7*I_{GR}} - 1) \quad (3.18)$$

Y para rocas más viejas:

$$V_{shale} = 0.33(2^{2*I_{GR}} - 1) \quad (3.19)$$

### 3.2.1.2 Registros de Densidad.

La densidad,  $\rho$ , es medida en gramos por centímetro cubico,  $\text{g/cm}^3$  (o  $\text{Kg/m}^3$  o  $\text{Mg/m}^3$ ). Dos valores se utilizan en los registros de densidad: la densidad *bulk* ( $\rho_b$  o RHOB) y la densidad de la matriz ( $\rho_{ma}$ ). La densidad *bulk* es la densidad de toda la formación (parte sólida y fluida) y la densidad de la matriz es la densidad de la parte solida de la roca.

Para poder realizar este registro una fuente radioactiva emite radiación gamma hacia la formación, la cual colisiona con los electrones de la formación, la colisión produce la perdida de energía de la partícula de rayo gamma. La reducción del flujo de rayos gamma en la formación, es función de la densidad de electrones de la formación y esta a su vez se relaciona con la densidad de *bulk* por una constante (Asquith y Krygowsky, 2004).

Los registros de densidad se utilizan para evaluar reservorio de arenas arcillosas y litologías complejas (Schlumberger, 1972) ya que son útiles para determinar la porosidad, detección de gas y para la determinación de la densidad de los hidrocarburos (Asquith y Krygowsky, 2004).

Como se dijo el conteo de rayos gama depende de la densidad del número de electrones, el cual está relacionado con la densidad de *bulk* de un material, el cual depende de los sólidos minerales de la cual está compuesta, de su porosidad y de la densidad de los fluidos que llenan sus poros:

$$\phi_D = \frac{\rho_{ma} - \rho_b}{\rho_{ma} - \rho_{fl}} \quad (3.20)$$

Donde  $\phi_D$  es la porosidad derivada de la densidad;  $\rho_{ma}$ ,  $\rho_b$  y  $\rho_{fl}$  son la densidad de la matriz, densidad *bulk* y densidad del fluido.

Al realizar el cálculo de porosidad hay que tener en consideración diversos aspectos que podrían inducir a errores. Uno de estos es tener en cuenta que existe un amplio rango de valores para la densidad de la matriz y fluidos que podrían impactar enormemente en la porosidad. El efecto

de los hidrocarburos también debe ser considerado, pues si la en la zona de investigación hay presencia de hidrocarburos ya que las lecturas del perfil pueden verse afectadas. El efecto del petróleo no es necesariamente visible, puesto que la densidad promedio del fluido es cercano a la unidad, pero si hay saturación apreciable de gas, Hilchie (1978) sugiere usar una densidad  $\rho_{fl}$  para el gas de  $0.7 \text{ gr/cm}^3$  en la formula densidad-porosidad si es que la densidad del gas es desconocida (Asquith y Krygowsky, 2004). Además la interpretación del registro de densidad puede ser afectada por la presencia de arcillas o lutitas, esto debido a que las lutitas tienden a tener densidades menores en profundidades pequeñas donde la fuerza de compactación no es tan grande. Otro efecto a ser considerado es el efecto de minerales pesados ya que algunas veces la densidad de *bulk* es mayor que la densidad de la matriz que se asume para realizar el cálculo y como resultado dan porosidades negativas (Schlumberger, 1972).

### **3.2.1.3 Registro Neutrónico.**

Los registros neutrónicos son usados principalmente para ubicar formaciones porosas y determinar su porosidad. Para realizar este registro una fuente radioactiva colocada en la sonda emite continuamente neutrones de alta energía (velocidad). Estos neutrones, al encontrarse con núcleos del material de la formación, chocan elásticamente a semejanza de bolas de billar y en cada colisión los neutrones pierden parte de su energía. La cantidad de energía perdida por un neutrón en cada colisión depende de la masa relativa del núcleo con el cual choca. La mayor pérdida de energía ocurre cuando el neutrón choca con un núcleo de masa prácticamente igual como lo es el hidrogeno. Colisiones con núcleos pesados no provocan mucha perdida de velocidad. De esta manera la perdida de velocidad depende principalmente de la cantidad de hidrogeno en la formación (Schlumberger, 1972). Así, en formación limpias cuyos poros están llenos de agua o petróleo, el registro neutrónico nos da el valor real del espacio poral lleno de fluidos ( $\phi_N$ , PHIN o NPFI) (Asquith y Krygowsky, 2004).

La fuente radioactiva utilizada debe emitir neutrones con una energía inicial de varios millones de electrón-voltios (Schlumberger, 1972), esta fuente es una fuente química que usualmente es una mezcla de americio-berilio (Am-Be) (Asquith y Krygowsky, 2004).

Como se dijo la herramienta del registro neutrónico responde principalmente a la presencia de hidrogeno. Por lo que los dispositivos neutrónicos detectan toda el agua presente en la formación aun aquellas que no corresponden a porosidad alguna. Por ejemplo la presencia de arcillas tiene un efecto que requiere corrección ya que las arcillas tienen agua ligada a su estructura, esta agua es inmóvil y no representa porosidad efectiva alguna. Por esta razón las lutitas tienen un apreciable índice de hidrogeno y en formaciones arcillosas la porosidad derivada de los registros neutrónicos será mayor que la efectiva (Schlumberger, 1972).

Otro efecto a tener en consideración es el de los hidrocarburos. Los hidrocarburos líquidos tienen índices de hidrogeno cercanos al agua. En cambio el gas tiene una concentración de hidrogeno mucho menor que varía con la temperatura y la presión. Como consecuencia, cuando existe gas dentro de la zona de investigación, un registro neutrónico nos da una lectura de porosidad demasiado baja. Esta característica permite utilizar estos registros para detectar zonas de gas (Schlumberger, 1972; Asquith y Krygowsky, 2004).

### **3.2.1.5 Registros de Resistividad.**

Los registros de resistividad son medidas del impedimento del flujo de corriente y su unidad de medida es ohm-m. Estos registros son utilizados para: (1) determinar las zonas saturadas en

hidrocarburos *versus* las zonas saturadas en agua, (2) indicar permeabilidad de las zonas y (3) determinar la porosidad. Por lejos, el uso más importante es la determinación de las zonas saturadas en hidrocarburos *versus* las saturadas en agua. Puesto que la matriz de las rocas, generalmente, no son conductores, la capacidad de la roca de transmitir corriente es una función casi completamente condicionada por la presencia de agua en los poros. Como los hidrocarburos no son conductores y la matriz de la roca tampoco lo es, por consiguiente, cuando la saturación de hidrocarburos de los poros aumenta, la resistividad de la roca también aumenta (Asquith y Krygowsky, 2004).

Los 2 tipos básicos de perfiles para determinar la resistividad de la formación son el perfil de inducción y el perfil de electrodo (o de conducción). Las herramientas de inducción utilizan bobinas para inducir una corriente y medir la conductividad de la formación, que es el recíproco de la resistividad. Por su parte, las herramientas de electrodo tienen electrodos en la superficie de la herramienta para emitir corrientes y medir la resistividad de la formación (Asquith y Krygowsky, 2004). En estos tipos de registros se pueden tener varias curvas de resistividad que dependerán de la distancia que separa las bobinas o los electrodos, a mayor distancia mayor es el área que cubre la medición.

#### **3.2.1.4 Registro Sónico.**

El perfil sónico es un registro de la profundidad contra  $\Delta t$ , el tiempo requerido por una onda de sonido para recorrer un pie (0,3048 metros) de formación. Conocido también como “Tiempo de Tránsito” ( $\Delta t$  o DT),  $\Delta t$  es el valor recíproco de la velocidad de onda (compresional o de corte) y se mide en [ $\mu\text{seg}/\text{ft}$ ]. El tiempo de tránsito de una formación dada depende de su litología y porosidad. La dependencia de la porosidad, conocida la litología, hace que el registro sónico sirva como registro de porosidad (Anexo I) (Schlumberger, 1972).

La velocidad se define como la distancia recorrida por unidad de tiempo. Es una cantidad vectorial, es decir, tiene magnitud y dirección. La cantidad escalar asociada con la velocidad es la rapidez. Aunque habitualmente hablamos de la velocidad de propagación de las ondas de compresión y de corte a través de diferentes materiales, en sentido estricto estamos describiendo solamente la rapidez de propagación de la onda a través de estos materiales porque usualmente no especificamos la dirección de medida.

Debido a que el registro sónico consiste en la propagación del sonido en un pozo, el cual es fenómeno complejo que está regido por las propiedades mecánicas del medio, es posible el cálculo de los módulos elásticos de las rocas como se vio en la sección anterior (sección 3.1.2, ecuaciones 3.11 y 3.12).

#### **3.2.1.5 Cálculo de Porosidades Mediante Combinación de Registros Neutrónicos y de Densidad.**

Según Asquith y Krygowsky (2004) la combinación entre mediciones neutrónicas y de densidad es la más utilizada para el cálculo de porosidad. Debido a que la estimación de la porosidad es muy sencilla: La porosidad de la formación se puede estimar con aproximadamente 2 unidades de porosidad (0,02) de error tomando el promedio de la porosidad neutrónica y la porosidad derivada de los registros de densidad.

$$\phi_{ND} = \frac{\phi_N + \phi_D}{2} \quad (3.21)$$

Aunque para formaciones saturadas en gas es conveniente utilizar la siguiente fórmula para la estimación de la porosidad:

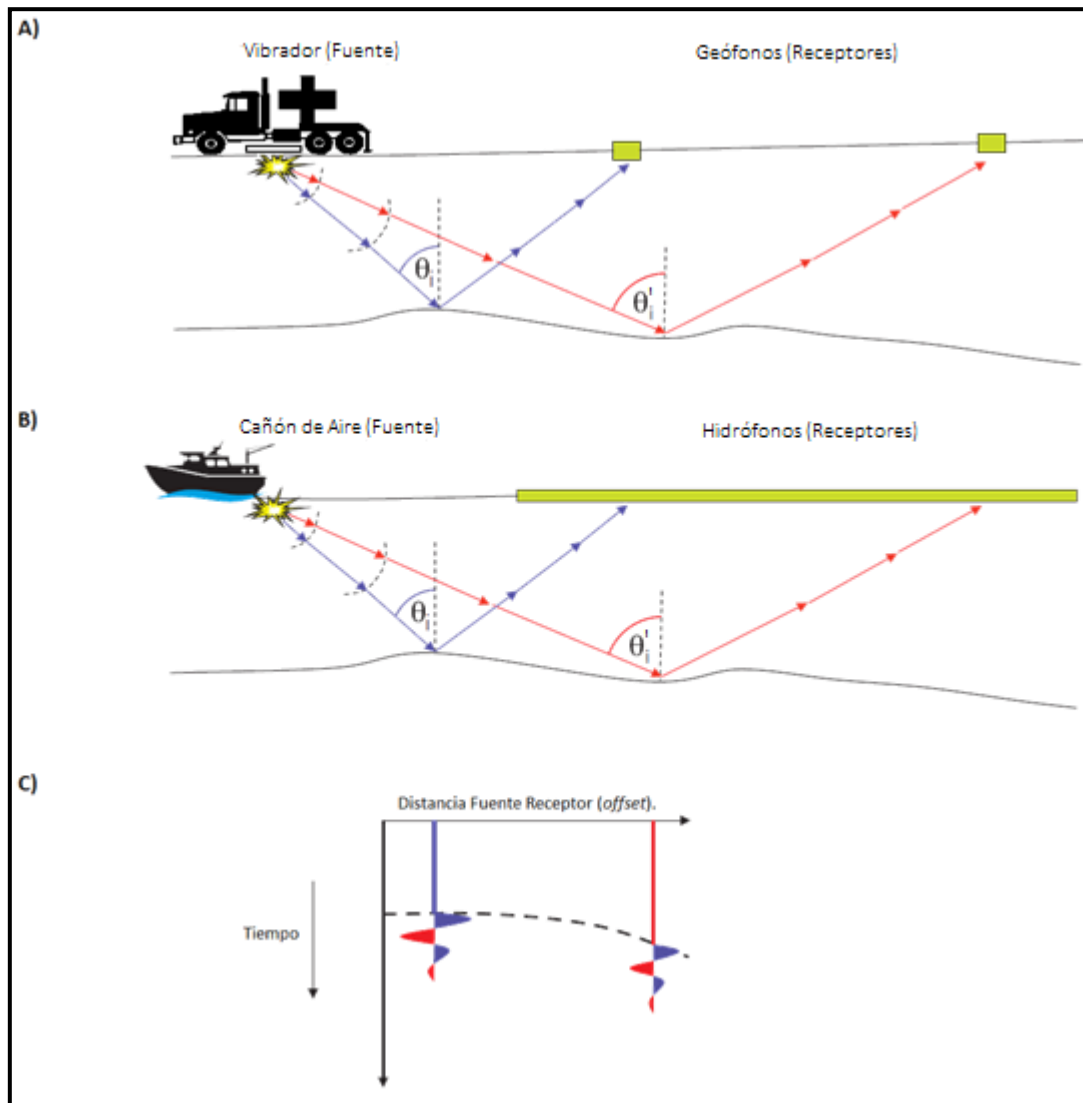
$$\phi_{ND} = \sqrt{\frac{\phi_N^2 + \phi_D^2}{2}} \approx \frac{1}{3}\phi_N + \frac{2}{3}\phi_D \quad (3.22)$$

### 3.3 Sísmica de Reflexión.

La sísmica de reflexión es un método de exploración geofísico ampliamente utilizado que permite obtener información del subsuelo controlando los tiempos de llegada y amplitudes de ondas sísmicas reflejadas. Las ondas son generadas por una fuente de energía sísmica controlada, como por ejemplo explosiones con dinamita, impactos mecánicos, vibradores hidráulicos o cañones de aire comprimido.

Las ondas sísmicas son ondas elásticas que viajan por la Tierra a una velocidad determinada por las propiedades del medio (densidad y parámetros elásticos), dependiendo del ángulo de incidencia una porción de la energía se refleja en la interfaz y otra porción se transmite. La sísmica de reflexión consiste en registrar el retorno de las ondas elásticas a la superficie después de reflejarse en las distintas interfaces por un conjunto de geófonos (adquisición sísmica terrestre) o hidrófonos (adquisición sísmica marina) con el objetivo de obtener información sobre la arquitectura interna del subsuelo a partir de los tiempos de llegada de las ondas y generar una imagen que lo represente (Figura 3.10). También es posible obtener información de las amplitudes y frecuencias de estas ondas.

Las mediciones sísmicas corresponden a una traza sísmica que representa una serie de valores de amplitud a lo largo del tiempo (ida y vuelta) como resultado del arribo de las ondas reflejadas en respuesta de los contrastes de densidad y velocidad a lo largo de las interfaces de las capas de roca o sedimentos a medida que la energía viaja a través del subsuelo.



**Figura 3.10:** Geometría sísmica terrestre y marina; A) y B) configuración fuente receptor mostrando los frentes de onda y ángulo de incidencia; C) Representación de un gather registrando la energía recibida. Modificado de Simm y Bacon (2014).

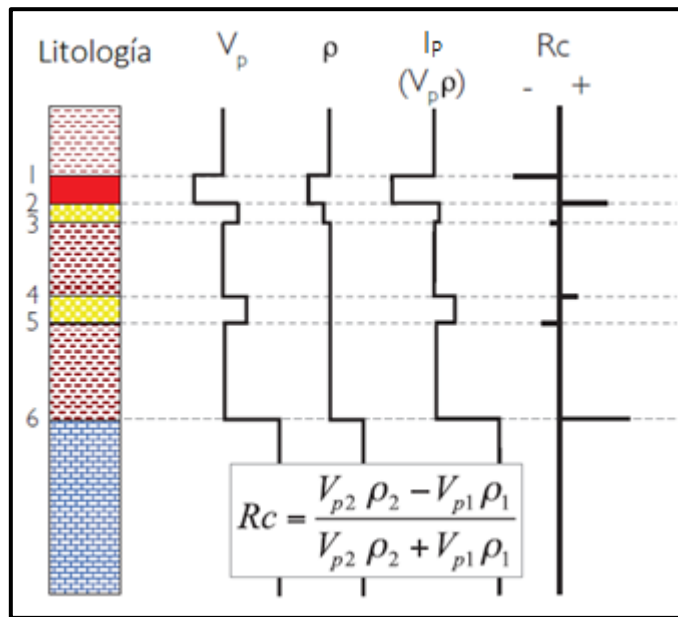
### 3.3.1 Modelo Convolutivo.

Teóricamente, aplicando el principio de superposición de las reflexiones, las trazas sísmicas pueden ser modeladas como la convolución de un pulso sísmico (ondícula) con una serie de coeficientes de reflexión:

$$T(t) = R(t) * W(t) + n(t) \quad (3.23)$$

Donde  $T(t)$  es la traza o sismograma sintético,  $R(t)$  la serie de coeficiente de reflexión,  $W(t)$  es la ondícula y  $n(t)$  es ruido.

En su forma más simple, es decir, en incidencia normal (ángulo de incidencia igual a 0) los coeficientes de reflexión están relacionados con cambios en la impedancia de onda P (Figura 3.11) (Simm y Bacon, 2014):



**Figura 3.11:** Coeficientes de reflexión definidos por cambios en la impedancia acústica. Columna 1: Columna estratigráfica en la cual se definen 6 interfaces entre litologías distintas; columna 2: Velocidad de onda P medida para cada litología; columna 3: densidad medida para cada litología; columna 4: Impedancia de onda P calculada usando las velocidad de onda P y densidad; columna 5: Coeficiente de reflexión calculado en función de los contrastes de impedancia de onda P en cada interface Tomado de Simm y Bacon (2014).

$$R = \frac{I_{P2} - I_{P1}}{I_{P2} + I_{P1}} \approx \frac{1}{2} \ln(I_{P1}/I_{P2}) \quad (3.24)$$

Esta aproximación logarítmica es razonable para  $|R| < 0.5$  (Castagna, 1993).

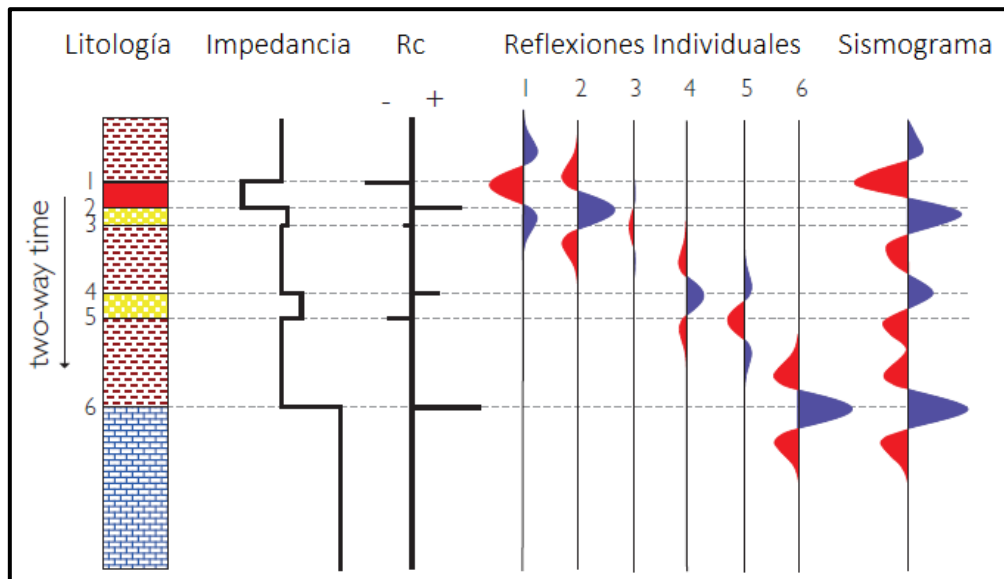
La cantidad de energía reflejada determina cuanta energía puede ser transmitida. Siguiendo el modelo de incidencia normal descrito arriba, el coeficiente de transmisión está definido por:

$$T = 2 \frac{I_{P1}}{I_{P2} + I_{P1}} \quad (3.25)$$

Dadas las condiciones de borde de continuidad de presión y conservación de la energía, se puede demostrar que la cantidad de energía reflejada es proporcional a  $R^2$ , mientras que la energía transmitida es proporcional a  $(I_{P2}/I_{P1})T$ . Por lo tanto para mayores contrastes de  $I_P$  menor será la energía transmitida. Dado esto, como resultado de la convolución, la señal que llega trae en su impronta la información de los contrastes de impedancia acústica del subsuelo, pues la amplitud reflejada es directamente proporcional al módulo del coeficiente de reflexión (Simm y Bacon, 2014).

Para generar un sismograma sintético se requiere conocer la forma de la ondícula y además una serie de coeficientes de reflexión calculados. En la figura 3.12 se muestra una serie de coeficientes de reflexión convolucionada con una ondícula, ilustrando como una traza sísmica sintética es la adición de reflexiones individuales.

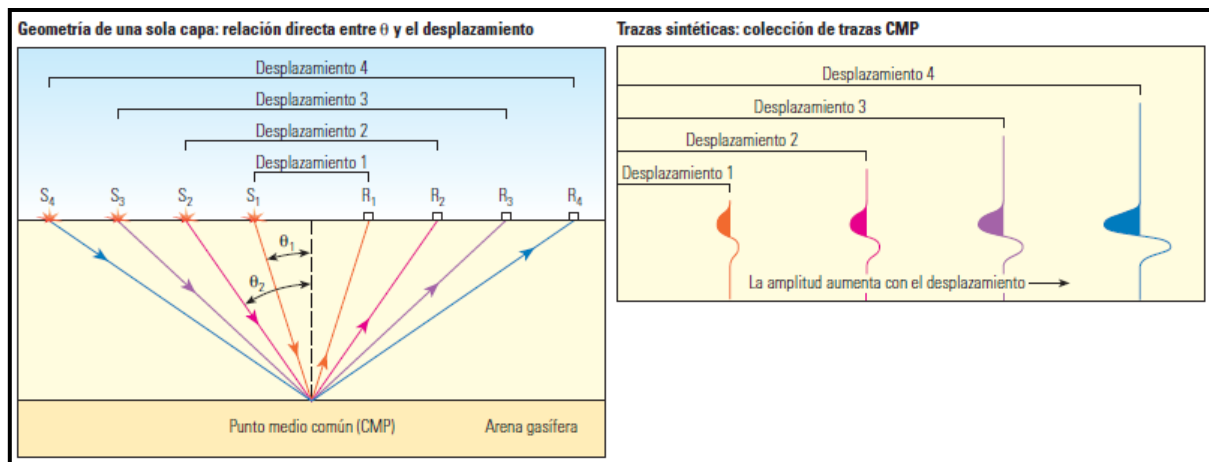




**Figura 3.12:** Sismograma sintético usando una ondícula simétrica (fase cero). Columna 1: Columna estratigráfica en la cual se definen 6 interfaces entre litologías distintas; columna 2: Impedancia de onda P calculada usando las velocidades de onda P y densidad para cada litología; columna 3: Coeficiente de reflexión calculado en función de los contrastes de impedancia de onda P en cada interface; columna 4: Reflexiones individuales producto de interacción entre la ondícula y cada coeficiente de reflexión; columna 5: Trazas sintéticas generadas por la suma de las 6 reflexiones individuales. Tomado de Simm y Bacon (2014).

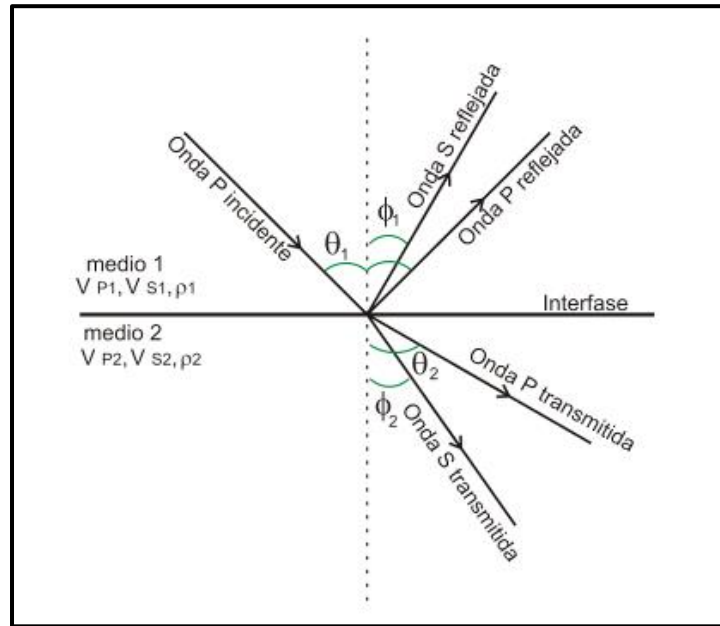
### 3.3.2 Análisis de la Amplitud en Función del *Offset* (AVO).

El análisis de amplitud en función de la distancia fuente-receptor consiste en el estudio de las variaciones de las amplitudes sísmicas debido a cambios en el coeficiente de reflexión de acuerdo a la distancias fuente-receptor (*offset*). Estos cambios de amplitud con respecto al *offset* se deben a que los coeficientes de reflexión están en función de la velocidad de onda compresional ( $V_p$ ), la velocidad de onda de corte ( $V_s$ ), la densidad ( $\rho$ ) y el ángulo de incidencia ( $\theta$ ) (figura 3.13).



**Figura 3.13:** Variación de la amplitud con respecto al *offset*. Tomado de Barclay *et al.* (2008).

El análisis AVO está basado en la propagación de la onda compresional plana a través de una interface plana entre dos medios elásticos, semi-infinitos e isótropos (Castagna, 1993). La incidencia de la onda P en la interface involucra una partición de la energía, ya que una parte de la onda se refleja y la otra se transmite, esta división de la energía está determinada por los coeficientes de reflexión y transmisión. Si la incidencia de la onda P es normal a la superficie solo se refleja y se transmite ondas P, pero si la incidencia no es normal se reflejan y se transmiten tanto ondas P como ondas S (figura 3.14).



**Figura 3.14:** Partición de la energía. Modificado de Chopra y Castagna (2014).

Los ángulos de incidencia, reflexión y transmisión (representados en la figura 3.14) se relacionan por medio de la Ley de Snell:

$$p = \frac{\text{sen}(\theta_1)}{V_{p1}} = \frac{\text{sen}(\theta_2)}{V_{p2}} = \frac{\text{sen}(\phi_1)}{V_{s1}} = \frac{\text{sen}(\phi_2)}{V_{s2}} \quad (3.26)$$

Donde  $p$  es el parámetro del rayo.

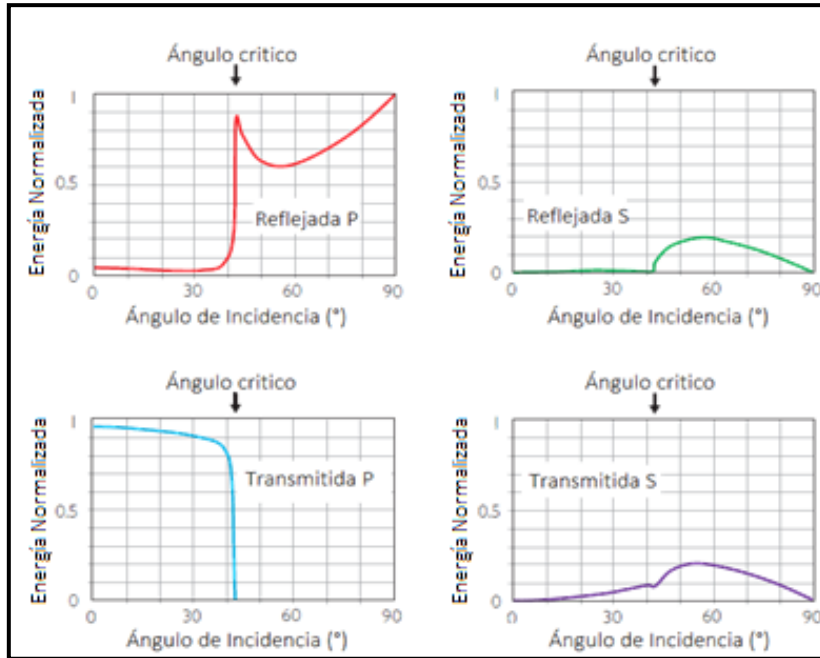
Zoeppritz (1919) desarrolló ecuaciones que describen los coeficientes de reflexión y transmisión en función de los ángulos de incidencia, reflexión y transmisión; y las propiedades elásticas del medio (ángulos y propiedades que están representadas en la figura 3.14). Para facilitar su notación y manejo, se representan estas ecuaciones en forma matricial:

$$\begin{bmatrix} R_{PP} \\ R_{PS} \\ T_{PP} \\ T_{PS} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\sin\theta_1 & -\cos\phi_1 & \sin\theta_2 & \cos\phi_2 \\ \cos\theta_1 & -\sin\phi_1 & \cos\theta_2 & -\sin\phi_2 \\ \sin 2\theta_1 & \frac{V_{P1}}{V_{S1}} \cos 2\phi_1 & \frac{\rho_2 V_{S2}^2 V_{P1}}{\rho_1 V_{S1}^2 V_{P2}} \cos 2\phi_1 & \frac{\rho_2 V_{S2} V_{P1}}{\rho_1 V_{S1}^2} \cos 2\phi_2 \\ -\cos 2\phi_1 & \frac{V_{S1}}{V_{P1}} \sin 2\phi_1 & \frac{\rho_2 V_{P2}}{\rho_1 V_{P1}} \cos 2\phi_2 & \frac{\rho_2 V_{S2}}{\rho_1 V_{P1}} \sin 2\phi_2 \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} \sin\theta_1 \\ \cos\theta_1 \\ \sin 2\theta_1 \\ \cos 2\phi_1 \end{bmatrix}$$

Donde  $R$  y  $T$  corresponden al coeficiente de reflexión y transmisión respectivamente; y los subíndices indican el tipo de onda incidente y el tipo de onda reflejada o transmitida.

En la figura 3.15 se muestra un ejemplo del cálculo en una interfaz usando las ecuaciones de Zoeppritz. La respuesta que se muestra es para una arcillolita que sobreyace una caliza. La energía de la onda P reflejada disminuye inicialmente a medida que aumenta el ángulo de incidencia, pero en un cierto ángulo la energía aumenta bruscamente. El ángulo en el que se producen estos efectos se denomina ángulo crítico y se asocia con el punto en el que la energía de la onda P transmitida se reduce a cero y se generan refracciones en la interfaz. En términos de la Ley de Snell, si la capa superior tiene una velocidad más baja, entonces el ángulo crítico viene dado por:

$$\theta_c = \sin^{-1}\left(\frac{V_{P1}}{V_{P2}}\right) \quad (3.27)$$



**Figura 3.15:** Partición de la energía de la onda P en una interfaz de lutita / caliza en función del ángulo de incidencia. El modelo utiliza las ecuaciones de Zoeppritz para el cálculo, los diversos componentes suman uno en todos los ángulos. El ángulo crítico define el punto en el que hay un aumento drástico de la energía de la onda P reflejada y una reducción correspondiente de la energía transmitida a cero. La energía de onda S es apreciable más allá del ángulo crítico. No se muestra en el diagrama la energía refractada a lo largo de la interface en el ángulo crítico. Valores elásticos en el modelo: Lutitas  $V_p=2540$  m/s,  $V_s=1150$  m/s,  $\rho=2.35$  g/cc; caliza  $V_p=3750$  m/s,  $V_s=1950$  m/s,  $\rho=2.4$  g/cc. Modificado de Simm y Bacon (2014).

De las ecuaciones de Zoeppritz, la ecuación de  $R_{pp}$  es la más utilizada para el análisis AVO, debido a que en la adquisición sísmica convencional la fuente genera ondas P y se asume que los receptores captan la señal que llega como ondas P.

Debido a lo extensas que son estas ecuaciones y de difícil manejo, durante varios años se han propuesto un gran número de aproximaciones de las ecuaciones de Zoeppritz como lo son las de Bortfeld (1961), Aki, Richard y Frasier (Richards y Frasier, 1976; Aki y Richards, 1980), Shuey (1985), Smith y Gidlow (1987), Fatti *et al.* (1994), entre otros.

### Aproximación de Bortfeld.

Una de las primeras aproximaciones para las ecuaciones de Zoeppritz fue realizada por Bortfeld en 1961. Su aproximación para el coeficiente de reflexión PP está dada por:

$$R_{pp}(\theta) \approx \frac{1}{2} \ln \left( \frac{V_{p2} \rho_2 \cos \theta_1}{V_{p1} \rho_1 \cos \theta_2} \right) + \left( 2 + \frac{\ln \frac{\rho_2}{\rho_1}}{\ln \frac{V_{p2}}{V_{p1}} - \ln \frac{V_{p2} V_{s1}}{V_{p1} V_{s2}}} \right) \frac{V_{s1}^2 - V_{s2}^2}{V_{p1}^2} \sin^2 \theta_1 \quad (3.28)$$

Esta ecuación es válida para todos los ángulos pre-críticos. El primer término de la ecuación es el Coeficiente de Reflexión Fluido-Fluido. El segundo término ha sido llamado el término de Rigidez debido a su dependencia con la velocidad de la onda S, y por lo tanto del Módulo de Corte (o rigidez).

### Aproximación de Aki, Richards y Frasier.

La ecuación de Bortfeld fue refinada por Richards y Frasier (1976), y por Aki y Richards (1980) proponiendo una ecuación de 3 términos expresada convenientemente en términos de los contrastes de  $V_p$ ,  $V_s$  y  $\rho$ :

$$R_{pp}(\theta) \approx \frac{1}{2}(1 - 4p^2V_s^2) \frac{\Delta\rho}{\rho} + \frac{1}{2\cos^2(\theta)} \frac{\Delta V_p}{V_p} - 4p^2V_s^2 \frac{\Delta V_s}{V_s} \quad (3.29)$$

Donde

$$\begin{aligned} p &= \frac{\sin \theta_1}{V_{p1}} & \theta &= (\theta_2 + \theta_1)/2 \\ \Delta\rho &= \rho_2 - \rho_1 & \rho &= (\rho_2 + \rho_1)/2 \\ \Delta V_p &= V_{p2} - V_{p1} & V_p &= (V_{p2} + V_{p1})/2 \\ \Delta V_s &= V_{s2} - V_{s1} & V_s &= (V_{s2} + V_{s1})/2 \end{aligned}$$

Esta aproximación es adecuada para ángulos menores a  $35^\circ$  para medios que exhiban contrastes elásticos típicos.

### Aproximación de Shuey.

Shuey (1985) realiza una aproximación de la ecuación de Zoeppritz, basándose en la dependencia existente de estas ecuaciones con el ángulo de incidencia, esta ecuación está en función de  $V_p$ ,  $\rho$  y  $\nu$ , y viene dada por:

$$R_{pp}(\theta) = R_0 + \left[ A_0 R_0 + \frac{\Delta\nu}{(1-\nu)^2} \right] \text{sen}^2\theta + \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p} (\tan^2\theta - \text{sen}^2\theta) \quad (3.30)$$

Donde

$$R_0 \approx \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta\rho}{\rho} \right), \quad A_0 = B - 2(1+B) \frac{1-2\nu}{1-\nu} \quad \text{y} \quad B = \frac{\Delta V_p/V_p}{\Delta V_p/V_p + \Delta\rho/\rho}$$

Donde

$$\begin{aligned} \theta &= (\theta_2 + \theta_1)/2 \\ \Delta\rho &= \rho_2 - \rho_1 & \rho &= (\rho_2 + \rho_1)/2 \\ \Delta V_p &= V_{p2} - V_{p1} & V_p &= (V_{p2} + V_{p1})/2 \\ \Delta\nu &= \nu_2 - \nu_1 & \nu &= (\nu_2 + \nu_1)/2 \end{aligned}$$

Esta ecuación es válida para ángulos menores a  $35^\circ$  y contrastes típicos de las propiedades elásticas. El primer término de la ecuación se refiere a la incidencia normal del rayo, el segundo término se relaciona con ángulos intermedios ( $0^\circ < \theta < 30^\circ$ ) y el tercer término se relaciona con ángulos abiertos.

### Aproximación de Fatti *et al.*

La ecuación de Aki, Richards y Frasier fue reordenada por Fatti *et al.* (1994) proponiendo la siguiente ecuación de tres términos:

$$R_{pp}(\theta) = (1 + \tan^2\theta) \frac{\Delta I_p}{2I_p} - 8 \left(\frac{V_S}{V_P}\right)^2 \text{sen}^2\theta \frac{\Delta I_S}{2I_S} - (\tan^2\theta - 4 \left(\frac{V_S}{V_P}\right)^2 \text{sen}^2\theta) \frac{\Delta\rho}{2\rho} \quad (3.31)$$

Donde

$$\theta = (\theta_2 + \theta_1)/2$$

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

$$\rho = (\rho_2 + \rho_1)/2$$

$$\Delta I_p = I_{p2} - I_{p1}$$

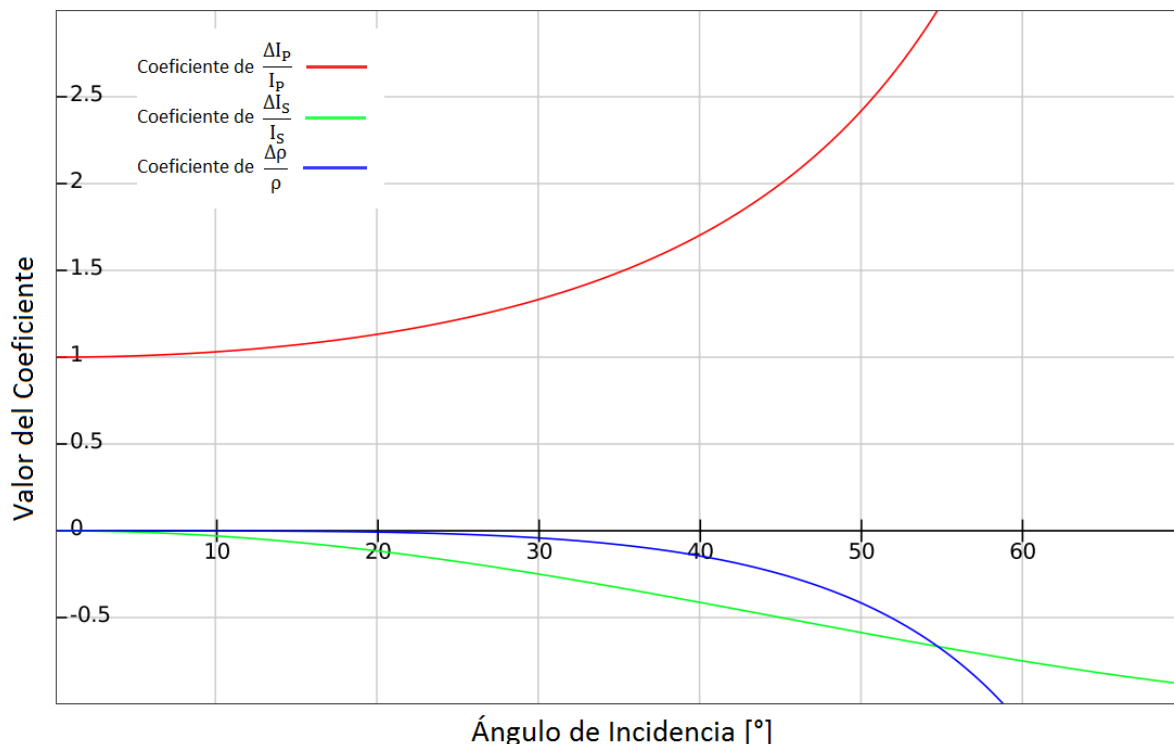
$$I_p = (I_{p2} + I_{p1})/2$$

$$\Delta I_S = I_{S2} - I_{S1}$$

$$I_S = (I_{S2} + I_{S1})/2$$

Esta ecuación es una ecuación de tres términos la cual está en función de los contrastes de  $I_p$ ,  $I_S$  y  $\rho$  y es válida para todos los ángulos pre-críticos.

En la figura 3.16 se muestra un gráfico con los valores de los coeficientes que acompañan a los términos  $\Delta I_p/I_p$ ,  $\Delta I_S/I_S$  y  $\Delta\rho/\rho$  y como se puede ver el coeficiente que acompaña a la densidad adquiere peso en la ecuación a partir de ángulos de incidencia superiores a los 35° aproximadamente. Como no siempre se tienen registros sísmicos de buena calidad o simplemente no se tienen registros para ángulos tan abiertos, no siempre es posible obtener estimaciones confiables de la densidad. Es por esta razón que se utiliza esta ecuación para así poder obtener los valores de  $I_p$  e  $I_S$ , con los cuales es posible calcular los parámetros  $\lambda\rho$  y  $\mu\rho$ .

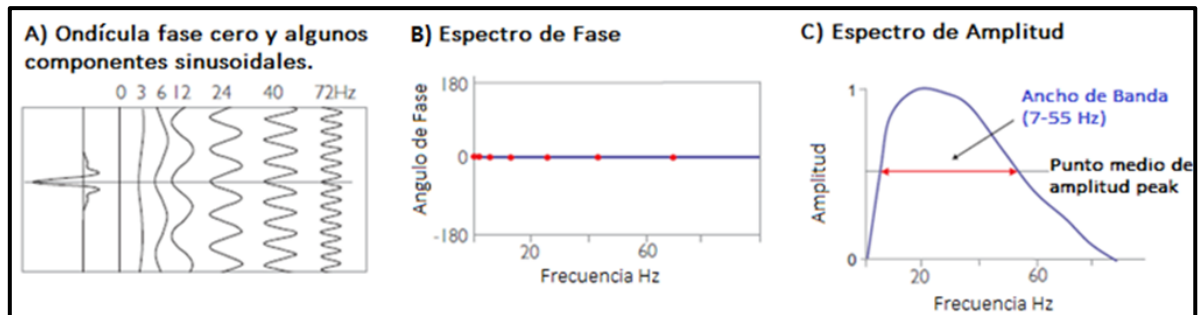


**Figura 3.16:** Valores de los coeficiente que acompañan a cada uno de los tres terminos de la aproximacion de Fatti *et al.*, (1994). Para ángulos de incidencia cercanos a la normal (0° a 15° aproximadamente) solo el primer término de la ecuación (curva roja), dependiente de los contrastes de impedancia de onda P, tiene un valor significativo en el coeficiente de reflexión. Mientras que, el

segundo término (curva verde), dependiente de los contrastes de impedancia de onda S, adquiere un valor significativo a partir de los 15° aproximadamente. Por otro lado, el tercer término (curva azul), dependiente de los contrastes de densidad, adquiere valor significativo a partir de los 35° aproximadamente.

### 3.3.3 Ondícula Sísmica.

La traza sísmica puede ser descompuesta mediante métodos matemáticos de análisis de Fourier en una suma de ondas sinusoidales las cuales tienen amplitud y fase que varían con la frecuencia de cada componente. Un ejemplo es la ondícula sísmica de la figura 3.17A, que puede formarse sumando un conjunto infinito de ondas sinusoidales con la amplitud y fase específica, de las cuales se muestran solo algunos ejemplos representativos en la figura. El espectro de amplitud muestra la amplitud de las ondas sinusoidales constitutivas para las respectivas frecuencias. En la figura 3.17 existe una variación de amplitud suave con un *peak* central amplio y bastante plano. Este espectro es frecuentemente obtenido a partir de la sísmica de reflexión. Esto es a menudo el caso, ya que la adquisición y el procesamiento han sido diseñados para lograr tal espectro (Simm y Bacon, 2014). El ancho de banda de la onda se describe usualmente como el rango de frecuencias por encima de un umbral de amplitud dado. Con amplitudes que han sido normalizadas, como las mostradas en la figura 3.17C, un umbral común para describir el ancho de banda es la mitad de la amplitud máxima.

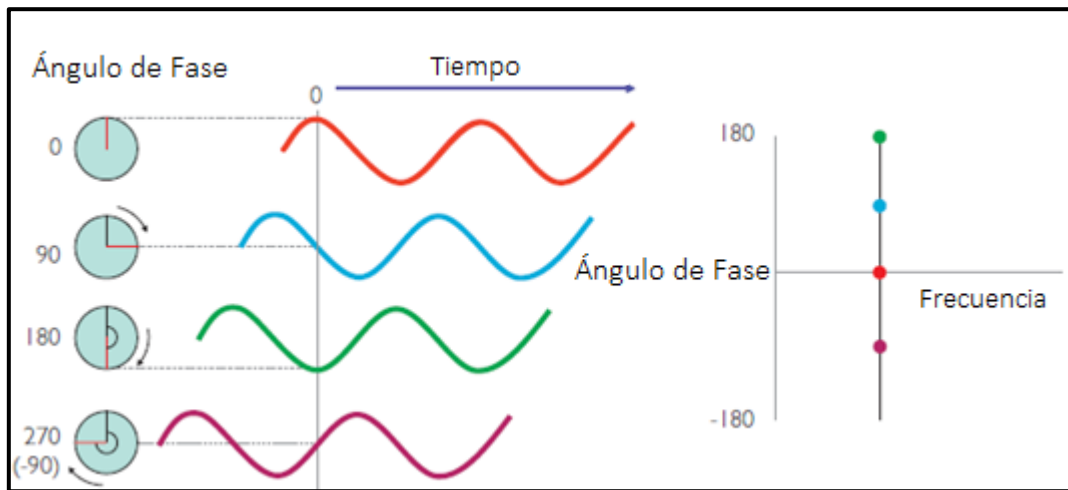


**Figura 3.17:** Elementos de una ondícula sísmica; A) Componentes sinusoidales; B) Espectro de Fase; C) Espectro de Amplitud. Modificado de Simm y Bacon (2014).

El espectro de amplitud se calcula a partir de la traza sísmica usando una transformada de Fourier en una ventana de tiempo sísmico dado, usualmente de varios cientos de milisegundos de largo bajo el supuesto que la reflectividad de la Tierra es aleatoria y que la ondícula es invariante a través de la ventana. Implícitamente se asume que el espectro de amplitud de la ondícula es una versión escalada del espectro de amplitud de la traza sísmica (Simm y Bacon, 2014).

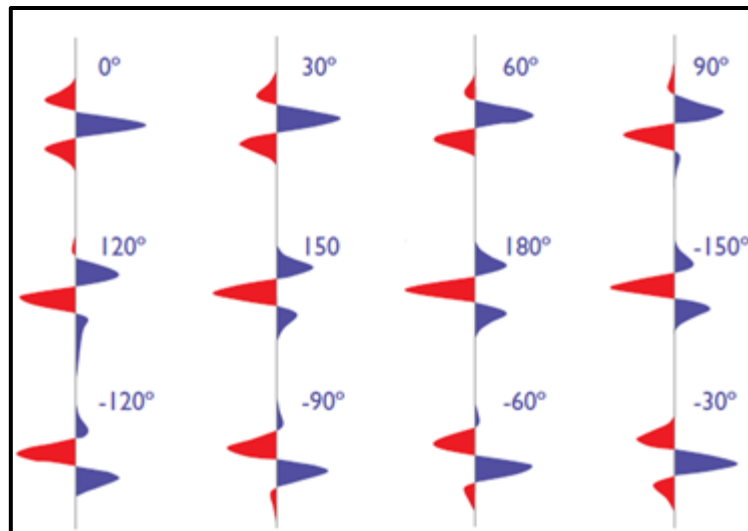
Además del espectro de amplitud, otra pieza fundamental que se necesita para definir la forma de la ondícula es el desplazamiento relativo de la onda sinusoidal en cada frecuencia (es decir, la fase). La ondícula de la figura 3.18 mostrada en la posición superior corresponde a la ondícula en fase cero. Las fuentes sísmicas impulsivas, como explosivos y cañones de aire, normalmente pueden ser representadas de mejor forma con ondículas de fase mínima, las que se caracterizan por no tener energía antes del tiempo cero y tener una acumulación rápida de energía (Simm y Bacon, 2014).

La fase puede considerarse como una medida relativa de la posición de una onda sinusoidal con respecto a un punto de referencia, y se mide en términos del ángulo de fase. Las ondas sinusoidales de la figura 3.18 tienen la misma frecuencia pero están fuera de fase.



**Figura 3.18:** Ilustración del ángulo de fase; se muestran ondas sinusoidales con la misma frecuencia pero distinta fase. Modificado de Simm y Bacon (2014).

En la figura 3.19 se muestra una útil descripción de la forma de la ondícula en términos de rotaciones de fase constante de una ondícula inicial en fase cero.



**Figura 3.19:** Rotación de fase de una ondícula inicial en fase cero. Modificado de Simm y Bacon (2014).

### 3.3.3.1 Cambios en la forma de la ondícula con la profundidad.

El filtro de la Tierra puede tener efectos significativos en la amplitud y el espectro de fase de la ondícula. Estos efectos son controlados por la atenuación, la cual varía con la litología y el estado de consolidación (Simm y Bacon, 2014) (tabla 3.2). La atenuación es la pérdida de energía de la onda debido a la fricción entre granos de la roca y que se convierte en calor.

La atenuación es parametrizada por la cantidad  $Q$  definida como:

$$Q = \frac{2\pi}{\text{Fracción de energía perdida por ciclo.}} \quad (3.32)$$

Esta ecuación implica que el efecto de la atenuación reducirá la amplitud en las frecuencias altas más que en las frecuencias bajas, ya que en cualquier trayecto subsuperficial habrá más ciclos (es decir, longitudes de onda) a una frecuencia más alta que a una inferior. La atenuación también

hace que la propagación de ondas sísmicas sea dispersiva (es decir, la velocidad sísmica varía con la frecuencia) y, por lo tanto, los cambios en el espectro de fase dependen de la distancia recorrida. Para un valor  $Q$  mayor que 10 aproximadamente, la velocidad debe variar con la frecuencia según:

$$\frac{V_2 - V_1}{V_1} = \frac{\ln\left(\frac{f_2}{f_1}\right)}{\pi Q} \quad (3.33)$$

Donde  $V_1$  es la velocidad a la frecuencia  $f_1$  y  $V_2$  es la velocidad a la frecuencia  $f_2$  (O'Brien y Lucas, 1971). Un ejemplo de un efecto modelado de  $Q$  sobre la fase de la ondícula se muestra en la figura 3.20. Valores esencialmente bajos de  $Q$  darán mayor rotación de fase para un espesor de sedimento dado que valores más altos de  $Q$ .

Litología	Q
Rocas Sedimentarias	20-200
Arenisca	70-130
Lutita	20-70
Caliza	50-200
Dolomita	190
Rocas con gas en espacios porales	5-50
Rocas Metamórficas	200-400
Rocas Ígneas	75-300

Tabla 3.2: Valores de Q para distintas litologías. Tomada de Simm y Bacon (2014).

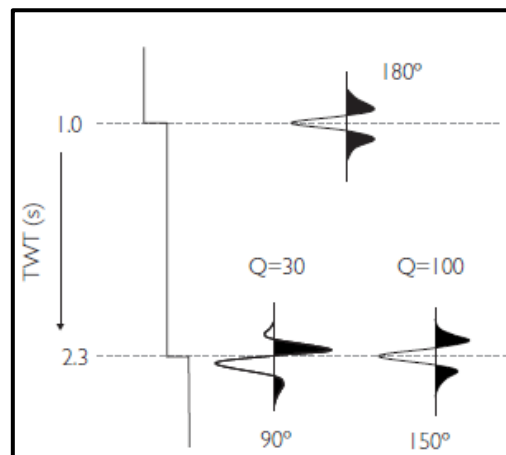


Figura 3.20: Modelo del efecto de absorción en la forma de una ondícula en una zona de 1.3 s. Valores bajos de Q darán como resultado una mayor rotación de fase que valores más altos de Q. Tomado de Simm y Bacon (2014).

### 3.3.4 Factores que Afectan la Amplitud Sísmica y Procesamiento.

La propagación de la energía sísmica en la Tierra es un fenómeno complejo que se ve afectada por numerosos factores, la figura 3.21 muestra algunos de estos factores relacionados con



la geología y la adquisición. El objetivo de este estudio es relacionar la amplitud sísmica con los contrastes de propiedades rocosas a través de los límites de reflexión, pero hay otros factores además de la geología que también tienen influencia sobre la amplitud. Algunos de ellos están asociados con el equipo utilizado para la adquisición; estos incluyen la variabilidad de la fuerza de la fuente y el acoplamiento de los disparos, la variabilidad de la sensibilidad y el acoplamiento de un receptor a otro, la direccionalidad del arreglo de receptores (mayor sensibilidad para algunos ángulos de incidencia que otros) y la imperfecta fidelidad de los equipos de adquisición (Simm y Bacon, 2014).

Algunos efectos en la amplitud son características de la subsuperficie y tienen poco interés e idealmente se eliminan durante el procesamiento. Estos incluyen efectos de divergencia, múltiples, dispersión, curvatura y rugosidad del reflector, y ruido superpuesto. Dependiendo del conjunto de datos, en ocasiones puede ser muy difícil eliminar estos sin dañar la respuesta de la amplitud de interés. Por ejemplo, las personas encargadas del procesamiento a menudo tienen dificultades para atenuar la energía múltiple, mientras que preservan la fidelidad de la señal geológica. Otros efectos sobre la amplitud sísmica, por ejemplo relacionados con la absorción y la anisotropía, podrían ser una señal útil si su origen fuera mejor comprendido. En estos casos el responsable del proceso enfrenta claramente un difícil desafío para mitigar los efectos de los factores no deseados de adquisición y transmisión y mejorar el contenido geológico de los datos (Simm y Bacon, 2014).

En el contexto de los pequeños esfuerzos relacionados con el paso de las ondas sísmicas, las rocas pueden considerarse perfectamente elásticas, es decir, recuperan su tamaño y forma inicial completamente cuando se aplican fuerzas externas y obedecen a la Ley de Hooke, es decir, la deformación es directamente proporcional a la fuerza que lo produce. Una suposición adicional es que las rocas son isotrópicas, es decir, las rocas tienen las mismas propiedades independientemente de la dirección en la que se midan las propiedades. La experiencia ha demostrado que en áreas cuya geología presente una estructura de capas relativamente simples este modelo isotrópico y elástico es muy útil, siendo la base para el amarre sísmica-pozo y la inversión sísmica (Simm y Bacon, 2014). Sin embargo, hay complejidades que no deben ser ignoradas. Estas complejidades pueden ser, en términos generales: procesos de atenuación de señales tales como absorción y dispersión, efectos anisotrópicos, relacionados con la estratificación horizontal sedimentaria (anisotropía polar vertical) y los efectos de fractura vertical (anisotropía azimutal). Un efecto de la absorción es atenuar la señal sísmica causando cambios en la forma de onda con el aumento de la profundidad y esto se toma generalmente en cuenta. Si bien existe una gran cantidad de conocimientos teóricos acerca de la anisotropía (Thomsen, 1986; Lynn, 2004), actualmente hay un conocimiento limitado de cómo explotarlo para fines prácticos de exploración (Simm y Bacon, 2014). Un problema es la disponibilidad de datos con los cuales parametrizar modelos anisotrópicos. El análisis sísmico en el que se explotan los fenómenos anisotrópicos se ha limitado hasta ahora a la eliminación de los efectos de estratificación horizontal sobre las velocidades sísmicas y al sobretiempo (*moveout*) en el procesamiento sísmico, y la definición de la presencia y orientación de las fracturas verticales.

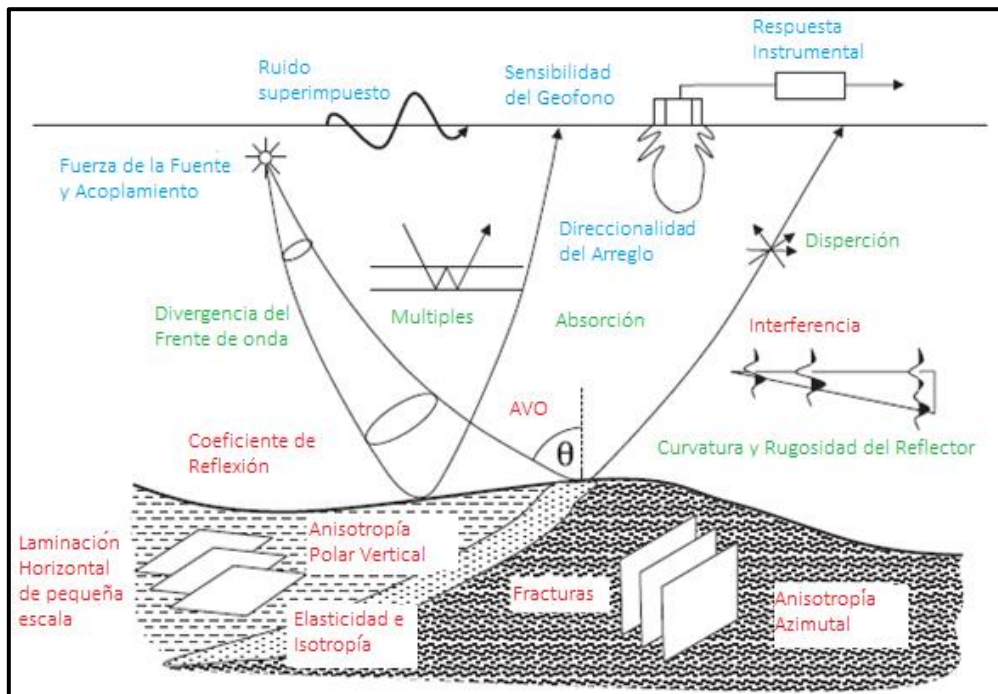


Figura 3.21: Factores de afecta la amplitud sísmica. Modificado de Simm y Bacon (2014).

### 3.3.4.1 Procesamiento.

Desde el punto de vista de la interpretación de la amplitud, los principales objetivos del procesamiento sísmico son (Simm y Bacon, 2014):

- Recuperación de amplitudes relativas correctas.
- Mejora de la relación señal / ruido (por ejemplo, eliminación de múltiples y otros ruidos).
- Mejora de los datos para mejorar la interpretabilidad (Filtro fase cero (*zero phasing*), mejora de ancho de banda).
- Corregir la ubicación espacial de los datos (*pre-stack time migration* (PSTM) o *pre-stack depth migration* (PSDM)).
- Horizontalizar las reflexiones correctamente a lo largo del *gather* (sobretiempo (*moveout*) y corrección de estática).

### A. Correcciones de Amplitud.

#### Divergencia.

El decaimiento gradual de la amplitud como resultado de la dispersión geométrica de la energía es un efecto significativo que se debe compensar. En un modelo realista de una subsuperficie que consta de capas horizontales, donde la velocidad aumenta con la profundidad y la superficie de frente de onda esférica es refractada en las interfaces de capas individuales, lo que da lugar a una divergencia significativa de energía. Según Ursin (1990), la dispersión geométrica tiene grandes variaciones con el *offset* y por lo tanto se debe compensar al intentar el análisis AVO.

#### Transmisión.

Si consideramos un modelo de capas de la subsuperficie con impedancias  $I_1, I_2, I_3, \dots, I_i$ , como se muestra en la figura 3.22. Si la ondícula de la fuente  $w(t)$  (donde  $t$  es tiempo), comienza

en S, se refleja en la primera interfaz la cual exhibe un coeficiente de reflexión  $R_{12}$  para llegar al receptor R1. Usando el modelo convolucional podemos escribir  $w_1(t) = R_{12}w(t)$ , donde  $w_1(t)$  es la señal recibida en el receptor R1. La energía transmitida en la primera interfaz (con coeficiente de transmisión  $T_{12} = 1 + R_{12}$ ) se refleja en la segunda interfaz, que tiene el coeficiente de reflexión  $R_{23}$ . Esta energía atraviesa la primera interfaz la segunda vez pero en la dirección inversa y luego (con el coeficiente de transmisión  $-R_{12}$ ) finalmente llega al receptor R2. Así

$$\begin{aligned} w_2(t) &= R_{23}(1 + R_{12})(1 - R_{12})w(t) \\ &= R_{12}(1 + R_{12}^2)w(t) \end{aligned}$$

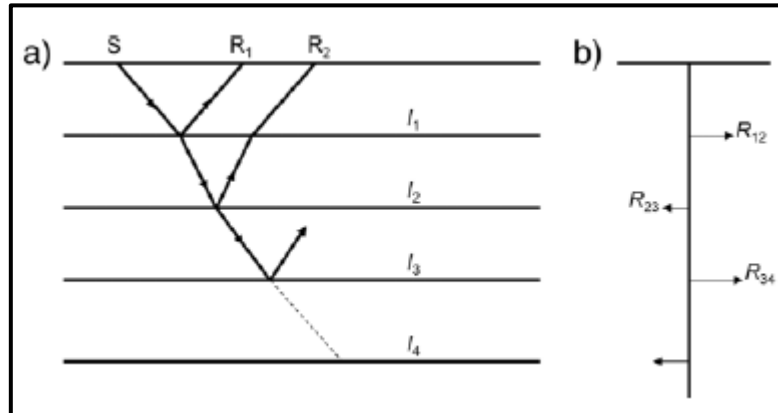
Continuando de esta manera, para la interface i-ésima podemos tener una ondícula así:

$$w_i(t) = R_{i,i+1}(1 - R_{i-1,i}^2)(1 - R_{i-2,i-1}^2) \dots (1 - R_{1,2}^2)w(t) \quad (3.34)$$

Por lo tanto la pérdida por transmisión puede ser escrita como:

$$\text{Pérdida por Transmisión} = \prod_{i=1}^{n-1} (1 - R_{i,i+1}^2) \quad (3.35)$$

Esta cantidad generalmente decrece gradualmente con la profundidad ( $(1 - R_{i,i+1}^2)$  es menor 1) y debería ser compensada, para recuperar la verdadera amplitud de la ondícula. Para ángulos abiertos cercanos al ángulo crítico, este efecto puede ser muy grande (Chopra y Castagna, 2014).



**Figura 3.22:** Reflexión y transmisión para diferentes interfaces b) Coeficientes de reflexión para cada interface. Tomado de Chopra y Castagna (2014).

## B. Mejora de la Relación Señal/Ruido.

Diferentes tipos de ruido a menudo contaminan los datos sísmicos, los cuales pueden ser coherentes o no coherentes. Los ruidos coherentes corresponden a la energía sísmica indeseada que muestra una fase consistente entre una traza sísmica y otra. Esta energía puede consistir en ondas superficiales (*ground roll*) que viajan a través del tope de la capa superficial, también denominada capa meteorizada. La energía confinada en una capa, también conocida como múltiples, es otra forma de ruido coherente. Mientras que el ruido no coherente corresponde típicamente a ruido generado por fuentes no sísmicas, tales como el ruido del viento, el ruido producido por el movimiento de vehículos, la interferencia de líneas eléctricas de alta tensión, entre otros (Chopra y Castagna, 2014).

La presencia de cualquier tipo de ruido en los datos tiende a comprometer la eficacia de los algoritmos de procesamiento y la posterior interpretación. Los esfuerzos se hacen para eliminar tanto ruido como sea posible durante la adquisición de datos. Más tarde, durante el procesamiento, se dispone de métodos para atenuar el ruido. Estos métodos están diseñados para atenuar diferentes tipos de ruido en base a las características específicas que exhiben, estos métodos pueden consistir en la aplicación de filtros FK (frecuencia-número de onda) (Ryu, 1980), aplicación de transformada de Radon (Hampson, 1986; Beylkin, 1987).

### C. *Zero Phasing* y Mejora de Ancho de Banda.

#### *Zero Phasing.*

El proceso de *zero phasing* es conceptualmente sencillo. Si se conoce la ondícula, se puede aplicar un operador de convolución para transformarla en fase cero. En la práctica, este proceso no siempre se lleva a cabo de esta manera debido a incertidumbres en la definición de la ondícula. Un problema es que diferentes métodos de extracción de ondículas pueden dar diferentes resultados. En ausencia de datos de pozos para establecer la fase, puede que no sea posible establecer con precisión la fase cero de los datos sísmicos (Simm y Bacon, 2014).

#### Mejora de Ancho de Banda.

En principio, el aumento del ancho de banda proporciona una mejor resolución vertical (figura 3.23) y también un resultado mejorado en la inversión de trazas. Históricamente el objetivo era lograr un espectro plano de amplitud, usualmente llamado espectro blanco por analogía con la luz visible. Las amplitudes de todas las frecuencias son potenciadas para que coincidan con la amplitud máxima en el espectro original. Una dificultad de esto es el efecto del ruido en datos reales. En las frecuencias donde hay muy poca señal, aumentar la amplitud simplemente aumentará el contenido de ruido. Se deben ejecutar pruebas para averiguar qué rango de frecuencia puede ser blanqueado sin hacer que las trazas sean excesivamente ruidosas (Simm y Bacon, 2014).

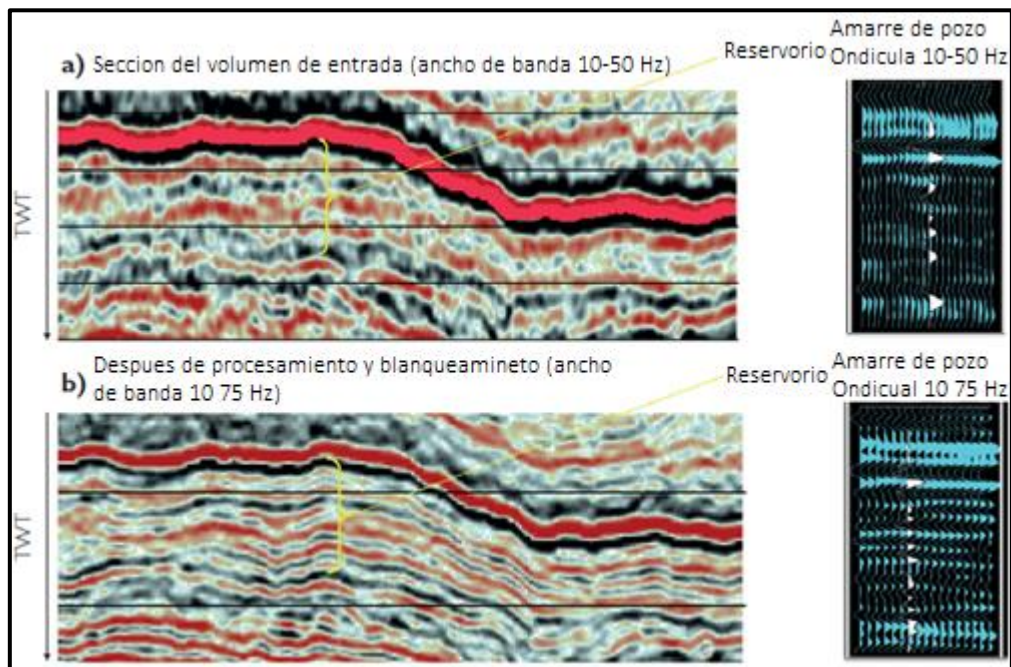


Figura 3.23: Sección sísmica a) antes y b) después del procesamiento y blanqueamiento. Modificado de Simm y Bacon (2014).

### C. Corrección del sobretiempo (*Moveout*) y Estática.

El *moveout* es el efecto que se genera en el tiempo de arribo de una reflexión por la separación entre el receptor y la fuente. Generalmente una reflexión llega primero al receptor más próximo a la fuente. La distancia entre la fuente y los otros receptores induce un retardo en el tiempo de arribo de una reflexión (figura 3.24).

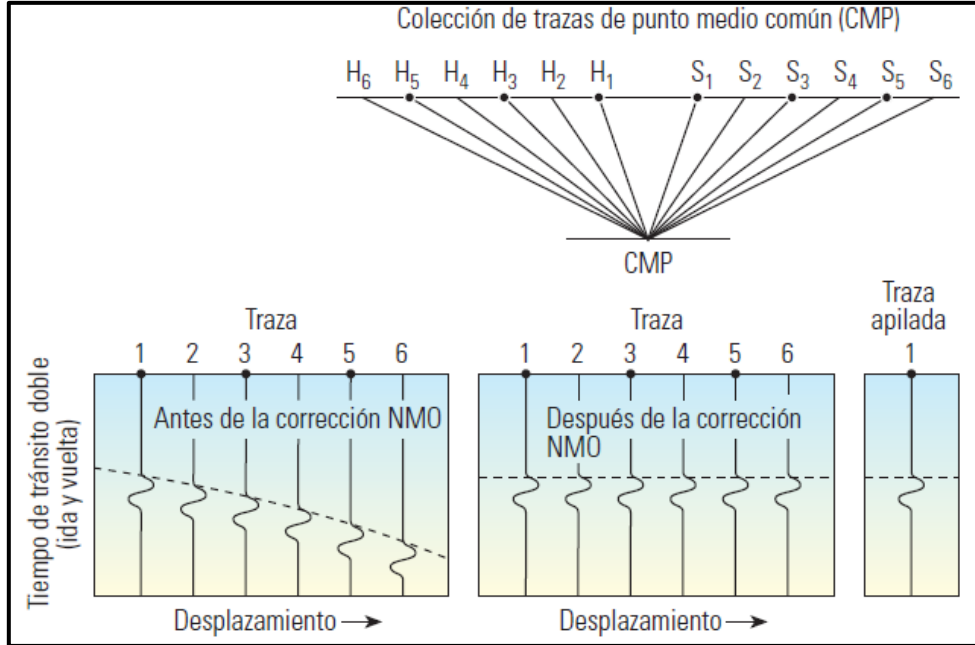


Figura 3.24: Corrección del sobretiempo por desplazamiento. Tomado de Barclay et al. (2008).

Dada la importancia para el análisis AVO del registro de tiempo de reflectores a lo largo del *gather*, es necesario realizar una corrección del *moveout*. Para una interfaz aislada, esto significa que el reflector debe ser plano a lo largo del *gather*. El *normal-moveout* (NMO) es el sobretiempo por distancia causado por la separación entre la fuente y el receptor cuando la reflexión se produce en un reflector horizontal, mientras que el *dip-moveout* (DMO) se produce como un efecto adicional al NMO cuando los reflectores se inclinan.

Para horizontalizar los reflectores a lo largo del *gather* generalmente se utiliza una aproximación hiperbólica simple (Simm y Bacon, 2014), la cual es derivada de un modelo de capas horizontales en el cual el tiempo de viaje de una reflexión desde la base de la capa  $n$ -ésima hasta la superficie en el *offset*  $x$  está dada por:

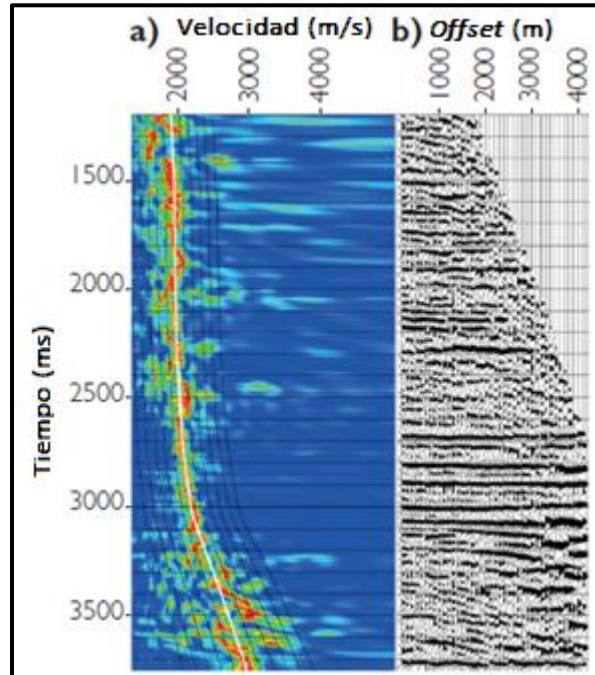
$$T_{X,n}^2 = T_0^2 + \frac{X^2}{V_{RMS}^2} \quad (3.36)$$

Donde  $T_0$  es el tiempo de viaje para el *offset* cero y  $V_{RMS}$  es el promedio RMS de la velocidad entre la superficie y la base de la  $n$ -ésima capa que viene dada por:

$$V_{RMS} = \sqrt{\frac{\sum V_i^2 t_i}{\sum t_i}} \quad (3.37)$$

Donde  $V_i$  es la velocidad intervalar y  $t_i$  es el espesor del intervalo en tiempo.

Para realizar la corrección se necesita buscar  $V_{RMS}$  y así conseguir que los reflectores a lo largo del *gather* queden alineados. La técnica del análisis de semblanza o coherencia consiste en la realización de un estudio de la coherencia lateral de la señal para diferentes trayectorias hiperbólicas posibles. Los valores de la energía resultante para las diferentes estimaciones se representan en un espectro de velocidades donde los máximos corresponden a las reflexiones de cada punto medio común (CMP) (figura 3.25).



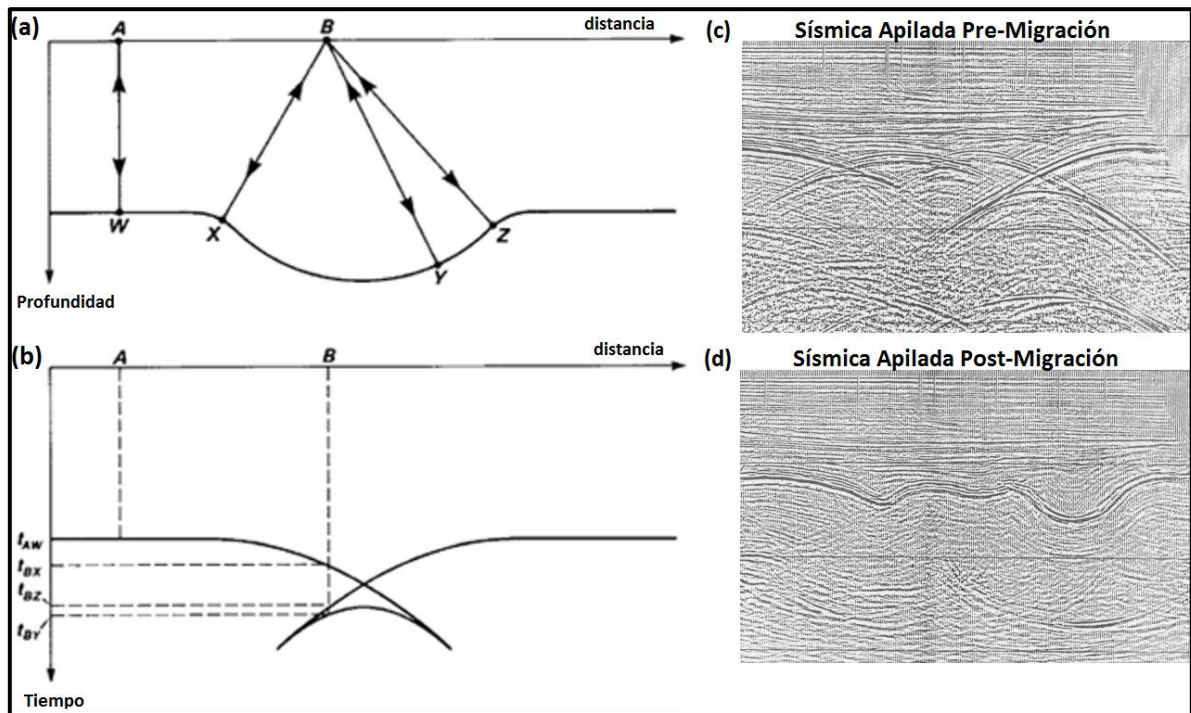
**Figura 3.25:** Análisis de velocidad; a) Grafico de semblanza mostrando líneas de igual velocidad (negro) y coherencia para cada velocidad en color (rojo= alta coherencia), b) *gather* corregido usando las velocidades picadas (línea blanca). Modificado de Simm y Bacon (2014).

Otros factores que pueden producir sobretiempos son las diferencias existentes en términos de topografía, es decir, diferencias de elevaciones de fuente y receptor, y el efecto que produce una capa de material de baja velocidad cerca de la superficie. Para compensar estos efectos se aplica una corrección denominada a menudo Corrección Estática, que se trata de una migración volumétrica de una traza sísmica en el tiempo durante el procesamiento sísmico.

#### D. Migración.

Para todo tipo de estudios subsuperficiales la migración es necesaria ya que sin la migración las trazas de un *gather* de punto medio común (CMP) contendrán datos reflejados de diferentes ubicaciones y estos no se colocarán directamente debajo del punto medio común. El propósito de la migración es procesar la señal recolectada desde muchas ubicaciones de superficie de modo que los *gathers* contengan trazas con puntos de reflexión verticalmente por debajo del punto medio fuente-receptor, enfocando la energía y aumentando la resolución lateral (figura 3.26).

Hay un gran número de opciones que van desde la migración de todos los datos *pre-stack* hasta el apilamiento de datos en un CMP seguido por la migración *post-stack*. También existe el problema de si se debe usar la migración en tiempo (PSTM) o profundidad (PSDM) y también el tipo de algoritmo (Kirchhoff, diferencia finita implícita, diferencia finita explícita, F-K, etc.) (Bacon *et al.*, 2007).



**Figura 3.26:** Migración sísmica. Movimiento de eventos desde su posición registrada hacia su verdadera posición. (a) Reflector con la forma de un sinclinal, (b) Forma resultante del evento de reflexión no migrada, (c) Sísmica apilada pre-migración y (d) Sísmica apilada post-migración. Modificado de Sheriff (1981).

### 3.3.5 Conversión de *Offset* a Ángulo.

Con el fin de relacionar los modelos de reflectividad calculados en los pozos en términos de ángulo con los datos sísmicos que se han recolectado en función del *offset*, se requiere un esquema de conversión de *offset* a ángulo (figura 3.27). Esto requiere el uso de un modelo de velocidad, usualmente construido a partir de la información de velocidad adquirida en el transcurso del procesamiento sísmico.

Dada la velocidad de RMS bajo un reflector y la velocidad de intervalo inmediatamente superior, se puede demostrar que una estimación del ángulo de incidencia en función del *offset*,  $x$ , está dada por (Simm y Bacon, 2014):

$$\sin^2 \theta = \frac{x^2 V_i^2}{V_{RMS}^2 (V_{RMS}^2 T_0^2 + x^2)} \quad (3.38)$$

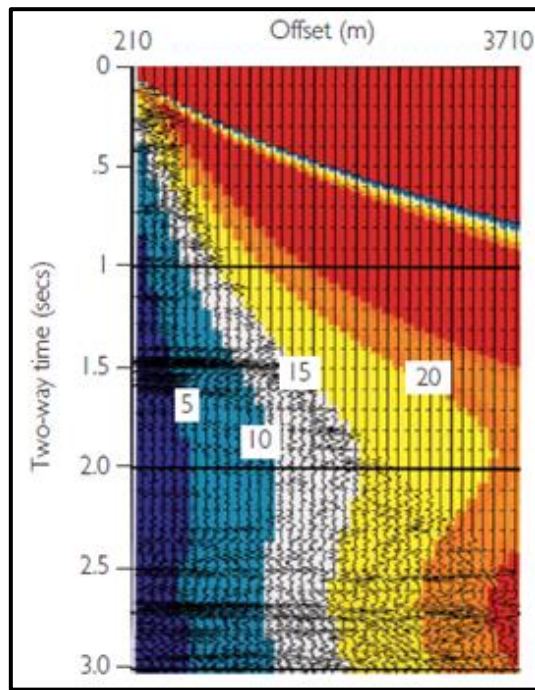


Figura 3.27: Gather mostrando los ángulos de incidencia. Tomado de Simm y Bacon (2014).

### 3.3.6 Inversión.

El problema inverso según Menke (1989) corresponde a un conjunto de técnicas matemáticas y estadísticas que permiten obtener información útil del mundo físico a partir de inferencias logradas a través de observaciones. La finalidad es encontrar un modelo que obtenga una respuesta similar a los valores reales medidos.

En sismica el principal objetivos de la inversión es trasformar los valores de las amplitudes de la traza sísmica registrada en propiedades cuantitativas de las rocas y así poder describir el subsuelo. En el caso más simple, utilizando sismica apilada, es decir, en una inversión *post-stack*, se calculan las impedancias de onda P teniendo en cuenta el modelo convolucional (figura 3.28, ecuación 3.23), ya que en este tipo de inversión se asume que las trazas sísmicas de la sección apilada simulan sismogramas grabados en condiciones de incidencia normal (Chopra y Castagna, 2014).

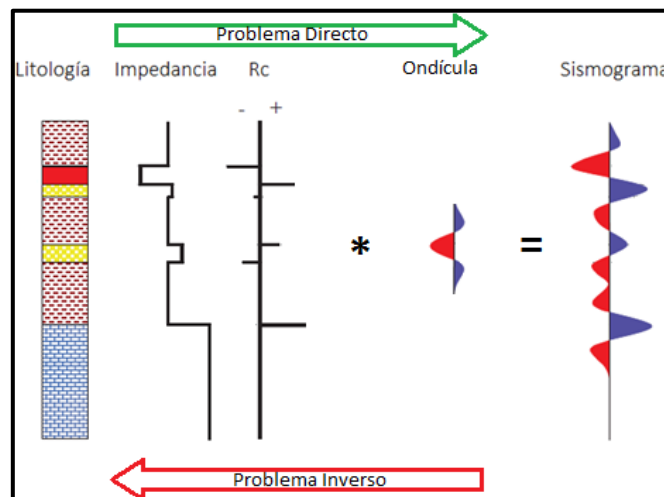
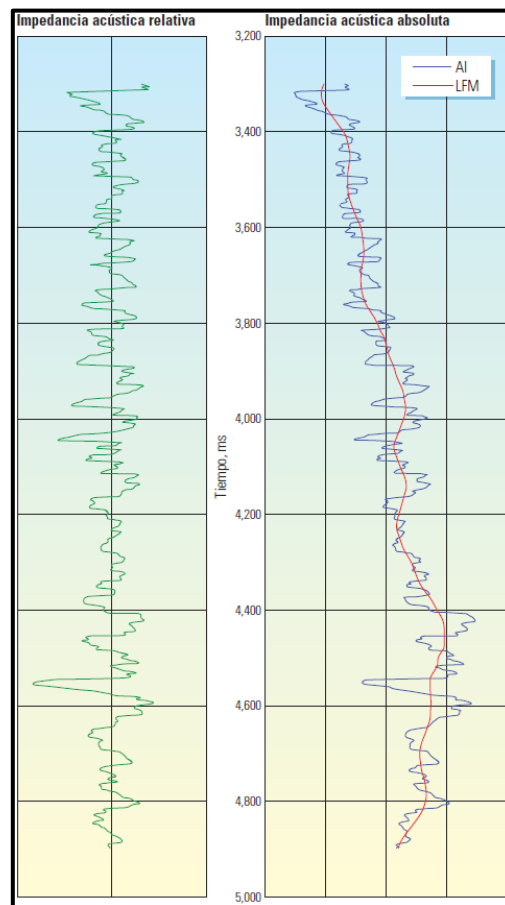


Figura 3.28: Representación esquemática de la construcción de un sismograma sintético.



Por otro lado, mayor y mejor información se obtiene por medio del análisis de las amplitudes sísmicas antes de apilar, es decir, en una inversión *pre-stack*, ya que este tipo de inversión toma en cuenta los estudios realizados por Zoepritz. Por lo tanto, se pueden obtener las impedancias de onda P y S y la densidad con este tipo de inversión.

Además de las inversiones *post-stack* y *pre-stack* las inversiones pueden ser relativas o absolutas. La inversión relativa es la forma más sencilla de inversión ya que esta se realiza directamente a partir de los datos sísmicos, una característica de la inversión relativa es que los resultados son datos sin tendencia. Por ejemplo, las impedancias de onda aumentan con la profundidad producto de la compactación que sufren las formaciones rocosas, pero en el caso de la inversión relativa, las impedancias de onda relativas no poseen estas tendencias asociadas a la compactación porque las tendencias son aportadas por bajas frecuencias (aproximadamente 0-15 Hz) que no están incluidas en los datos sísmicos (Francis, 2014). Mientras que la inversión absoluta si posee esta tendencia ya que las bajas frecuencias son aportadas por modelos iniciales construidos con información de los registros de pozo a escala sísmica. En la figura 3.29 se puede apreciar la diferencia entre impedancia absoluta e impedancia relativa, donde se observa la presencia del modelo inicial de baja frecuencia señalado con una línea roja en el registro de impedancia absoluta.



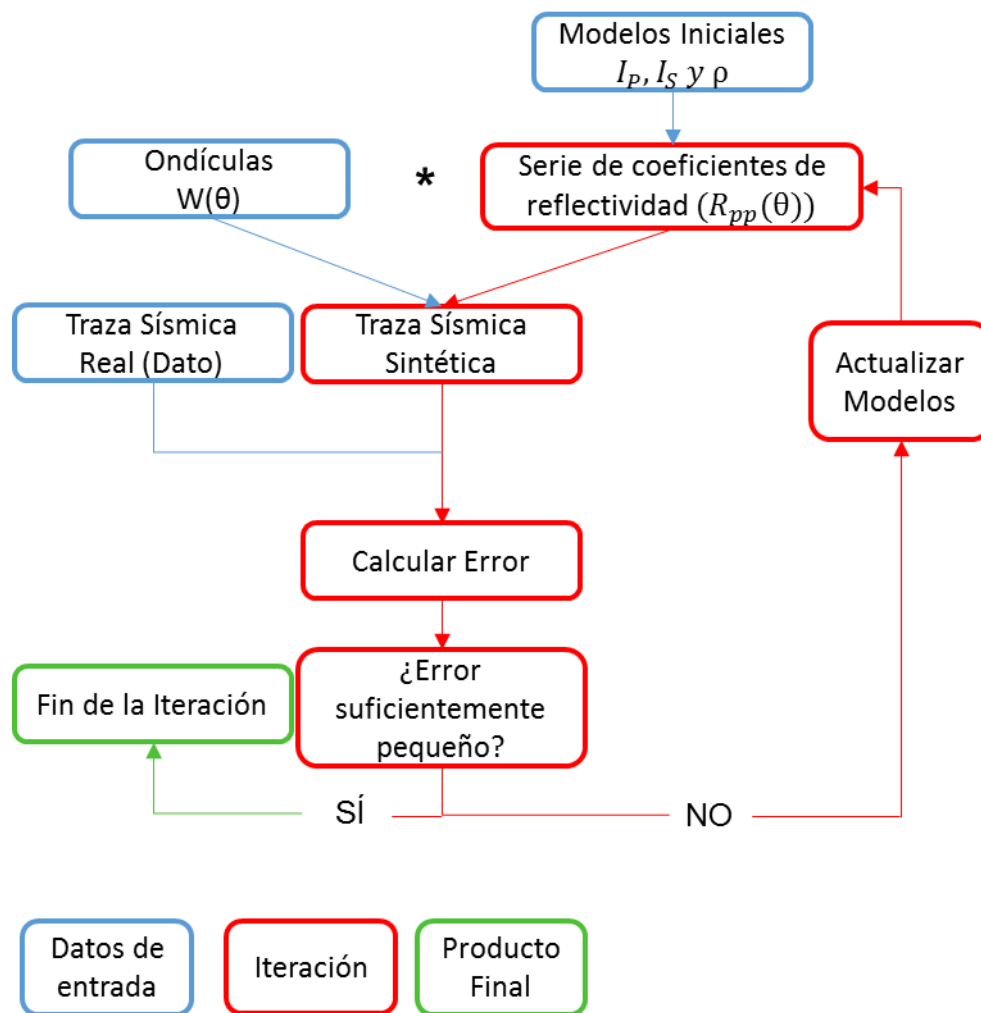
**Figura 3.29:** Impedancia acústica relativa y absoluta. La inversión de las amplitudes sísmicas da como resultado la impedancia acústica relativa (verde). No obstante, la impedancia acústica absoluta verdadera (azul) contiene un modelo de baja frecuencia (LFM) (rojo) que debe obtenerse de los datos de pozos o modelarse de otra manera. Tomado de Barclay *et al.* (2008).

### 3.3.6.1 Inversión basada en modelos.

El objetivo principal de la inversión sísmica basada en modelo es transformar datos de sísmica de reflexión en propiedades cuantitativas de las rocas aumentando el ancho banda de los

datos sísmicos, recuperando las bajas frecuencias, con ello la posibilidad de estimar propiedades de los intervalos de interés (Pendrel, 2006).

Como su nombre lo dice, los métodos de inversión sísmica basados en modelos son aquellos que utilizan modelos *a priori* de bajas frecuencias derivados de los registros de pozo con el fin de aumentar la resolución de los resultados al aumentar el ancho de banda. En el caso más simple, la inversión produce un modelo de reflectividad relativa en cada muestra de tiempo, que puede invertirse para estimar la impedancia acústica relativa. Para obtener las propiedades de las formaciones es necesaria una conversión a impedancia acústica absoluta. Como se dijo anteriormente, este tipo de conversión requiere frecuencias más bajas que las contenidas en los datos sísmicos convencionales. Un modelo absoluto se puede construir mediante la combinación del modelo relativo derivado del rango de frecuencias sísmicas, con un modelo de baja frecuencia obtenido de los datos de pozos (Barclay *et al.*, 2008). La figura 3.30 muestra el flujo general para recuperar las propiedades del subsuelo.



**Figura 3.30:** Flujo de una Inversión basada en modelo (explicado en el texto). Modificado de Simm y Bacon (2014).

Al introducir el modelo inicial de impedancia acústica (y en el caso de inversiones *pre-stack*, impedancia de corte y densidad), su relación con la ondícula genera una respuesta sísmica sintética. Luego el algoritmo compara la respuesta sintética con la real y verifica si las diferencias entre estas es menor a igual que un valor definido como aceptable. Si la respuesta es negativa, se utiliza las diferencias entre las dos trazas para modificar el modelo y generar un mejor ajuste. Este

proceso se repite hasta que la respuesta sea positiva. Cuando termina, las últimas versiones de los modelos representan los productos.

### Inversión Elástica.

Antes del año 2000, era normal realizar inversiones sísmicas de los datos sísmicos *full-stack* para obtener la impedancia de onda P. Dado el desarrollo de la comprensión de AVO, se hizo evidente que la impedancia de onda P es relevante sólo para *offset* cero (Chopra y Castagna, 2014)

La inversión elástica se basa en el concepto de impedancia elástica (*EI*) introducido por Connolly en 1999. Este propone la *EI* como una analogía ángulo-dependiente de la impedancia acústica tradicional. Connolly reescribió la ecuación de Aki-Richard (1980) donde los coeficientes de reflexión cumplen con la siguiente relación:

$$R = \frac{EI_2 - EI_1}{EI_2 + EI_1} \quad (3.39)$$

Y *EI* está definida como:

$$EI(\theta) = V_p^{1+\sin^2\theta} V_s^{-8K\sin^2\theta} \rho^{1-K\sin^2\theta} \quad (3.40)$$

Donde  $K=[V_s/V_p]^2$

El resultado de esta inversión son valores de *EI* para cada capa, parámetro que es dependiente del ángulo, velocidad de onda P, velocidad de onda S y la densidad.

### Inversión Simultánea.

El objetivo de los procesos de inversión simultánea es intentar estimaciones confiables de impedancia de onda P, de onda S y densidad, con el fin de predecir presencia de fluidos y litologías.

Para la realización de esta inversión se utiliza la ecuación de Fatti *et al.* (1994) y la primera consideración que se realiza para resolver el problema es que las reflexiones primarias de la onda compresional son controladas por la suma de tres “reflectividades” que dependen de la onda P ( $R_p$ ), onda S ( $R_s$ ) y la densidad ( $R_D$ ). Definidas por Hampson *et al.* (2005) como:

$$R_{Pi} \approx \frac{1}{2} (\ln I_{Pi+1} - \ln I_{Pi}) = \frac{1}{2} \Delta \ln I_{Pi} \quad (3.41)$$

$$R_{Si} \approx \frac{1}{2} (\ln I_{Si+1} - \ln I_{Si}) = \frac{1}{2} \Delta \ln I_{Si} \quad (3.42)$$

$$R_{Di} \approx (\ln \rho_{i+1} - \ln \rho_i) = \Delta \ln \rho_i \quad (3.43)$$

Donde  $R_i$  se refiere a la reflectividad en la interfaz entre la capa  $i$  e  $i+1$ . De forma matricial, el vector correspondiente a las reflectividades asociadas a la impedancia de onda P (de forma similar para  $I_s$  y  $\rho$ ) estará dado por:  $R_p=1/2DL_p$  donde  $L_p=\ln(I_p)$ :

$$\begin{bmatrix} R_{P1} \\ R_{P2} \\ \vdots \\ R_{PN} \end{bmatrix} = \frac{1}{2} \begin{bmatrix} -1 & 1 & 0 & \dots \\ 0 & -1 & 1 & \dots \\ 0 & 0 & -1 & \dots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots \end{bmatrix} \begin{bmatrix} L_{P1} \\ L_{P2} \\ \vdots \\ L_{PN} \end{bmatrix}$$

Reformulando la ecuación de Fatti *et al.*:

$$R_{PP}(\theta) = c_1 R_{P0} + c_2 R_{S0} + c_3 R_D \quad (3.44)$$

Donde  $R_{P0}$  es la reflectividad de onda P para *offset* cero,  $R_{S0}$  es la reflectividad de onda S para *offset* cero,  $R_D$  es la reflectividad de densidad, y  $c_1, c_2, c_3$  están definidas como:

$$c_1 = 1 + \tan^2 \theta$$

$$c_2 = -8 \left( \frac{V_S}{V_P} \right)^2 \tan^2 \theta$$

$$c_3 = -\frac{1}{2} \tan^2 \theta + 2 \left( \frac{V_S}{V_P} \right)^2 \sin^2 \theta$$

Dada la relación del modelo convolucional,  $T(t) = R(t) * W(t) + n(t)$ , la traza sísmica  $T$  para un ángulo de incidencia  $\theta$  estará dada por:

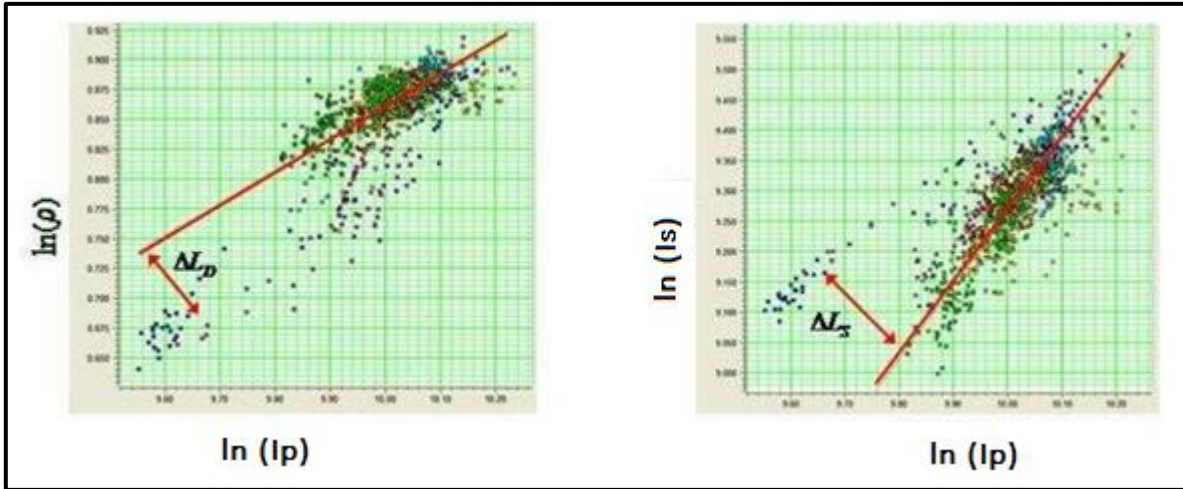
$$T(\theta) = \frac{1}{2} c_1 W(\theta) DL_P + \frac{1}{2} c_2 W(\theta) DL_S + c_3 W(\theta) DL_D \quad (3.45)$$

Notar que en esta nueva relación la ondícula es dependiente del ángulo. Esta ecuación podría ser utilizada para la inversión, excepto que ignora el hecho de que hay una relación entre  $L_P$  y  $L_S$ , y  $L_P$  y  $L_D$  la cual viene dada por (Hampson *et al.*, 2005, figura 3.31):

$$\ln I_S = k \ln I_P + k_c + \Delta L_S \quad (3.46)$$

$$\ln \rho = m \ln I_P + m_c + \Delta L_D \quad (3.47)$$

Donde  $k$  y  $m$  son las pendientes; y  $k_c$  y  $m_c$  son los interceptos de las relaciones log-log. Las variables  $\Delta L_S$  y  $\Delta L_D$  son los valores de interés, pues representan desviaciones con respecto a la línea de tendencia producto de cambios en la litología y fluidos.



**Figura 3.31:** Crossplot de a)  $\ln(\rho)$  vs  $\ln(I_P)$  y b)  $\ln(I_S)$  vs  $\ln(I_P)$  donde se muestra la línea de tendencia. Las desviaciones de la línea de tendencia  $\Delta L_D$  y  $\Delta L_S$  representan cambios en la litología y fluidos. Modificado de Hampson *et al.* (2005)

Reescribiendo la ecuación para la traza sísmica se obtiene:

$$T(\theta) = \tilde{c}_1 W(\theta) DL_P + \tilde{c}_2 W(\theta) D\Delta L_S + c_3 W(\theta) D\Delta L_D \quad (3.48)$$

Donde

$$\tilde{c}_1 = \frac{1}{2}c_1 + \frac{1}{2}kc_2$$

$$\tilde{c}_2 = \frac{1}{2}c_2$$

De forma matricial queda expresada como:

$$\begin{bmatrix} T(\theta_1) \\ T(\theta_2) \\ \vdots \\ T(\theta_N) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \tilde{c}_1(\theta_1)W(\theta_1)D & \tilde{c}_2(\theta_1)W(\theta_1)D & c_3(\theta_1)W(\theta_1)D \\ \tilde{c}_1(\theta_2)W(\theta_2)D & \tilde{c}_2(\theta_2)W(\theta_2)D & c_3(\theta_2)W(\theta_2)D \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ \tilde{c}_1(\theta_N)W(\theta_N)D & \tilde{c}_2(\theta_N)W(\theta_N)D & c_3(\theta_N)W(\theta_N)D \end{bmatrix} \begin{bmatrix} L_P \\ \Delta L_S \\ \Delta L_D \end{bmatrix}$$

Esta inversión puede realizarse utilizando un *gather* en ángulo (*angle gather*) o apilados parciales cada cierto rango de ángulos (*Partial Stacks*).

El software utilizado utiliza un algoritmo que minimiza una función objetivo calculada entre las trazas sintéticas y las trazas reales, y entre las propiedades invertidas y el modelo base de entrada. Esta función objetivo se aplica como:

$$Funcion\ Objetivo = ||S_{real} - S_{sintetico}||^2 + Mw||Z_{real} - Z_{modelo}||^2$$

Donde  $S$  es la sísmica,  $Z$  representa los valores invertidos ( $I_P$ ,  $I_S$  y  $\rho$ ),  $Mw$  es el peso del modelo.

$Mw$  controla cuanto del modelo base se utiliza en la inversión. Cuanto más alto es el valor, más influye el modelo en el resultado de la inversión. Si se establece, por ejemplo, el valor en cero se quita completamente el modelo base. Este peso se aplica como un peso global sobre todos los valores invertidos. Pero se pueden utilizar factores separados para controlar como se aplica la ponderación del peso del modelo para cada una de las salidas individuales invertidas. Por ejemplo, si se fija un peso de modelo de 0,05 y un factor para la densidad de 2 significa que el peso del modelo para la densidad tendría un valor de 0,1 (0,05\*2).

Además se pueden variar los pesos para cada *stack* parcial para permitir que los diferentes *stacks* tengan diferentes relaciones señal-ruido, o para permitir que algunas ondículas tengan más incertidumbre que otras. El efecto del peso es escalar la contribución del desajuste de cada *stack* parcial. Por ejemplo, si fijamos un peso al *stack* lejano de 0,25, entonces su contribución se reducirá en un factor de 0,25. Esto significa que el *stack* lejano tendría cuatro veces el nivel de ruido (en el sentido de la varianza) que los otros *stacks*.

## 4 Marco Metodológico.

### 4.1 Registros de Pozos.

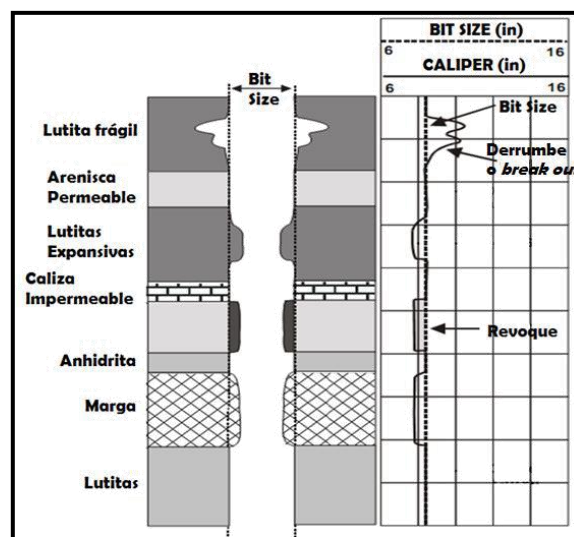
#### 4.1.1 Carga de Pozos.

Para cargar los pozos, primero se realizó una revisión de la base de datos de pozos disponibles en la zona. Para efectos de este estudio se consideran útiles solo los pozos verticales que cuentan con registros sínicos tanto de corte como compresionales y además registros de densidad, ya que estos registros son esenciales para el cálculo de los módulos elásticos.

#### 4.1.2 Control de Calidad (QC) de Registros de Pozo y Modelo Geomecánico 1D.

Asegurarse de que los datos de registros de pozos son de buena calidad es una parte clave para poder hacer cálculos de física de rocas y obtener resultados veraces a partir de toda la información extraída de las mediciones de pozo.

La condición geométrica del pozo es un factor importante en las respuestas de los registros, ya que las mediciones pueden verse afectadas por la presencia de irregularidades en la pared del pozo, tales como: derrumbes o revoques. De igual forma puede darse el caso que las mediciones sean afectadas por el atascamiento de la herramienta, invasión del fluido de perforación en la formación, entre otros factores, que pueden traer como consecuencia una interpretación errónea de los datos. Generalmente, el registro de diámetro de pozo (*caliper*) es clave para el reconocimiento de una mala condición en la geometría del pozo. Dado esto se utilizaron los registros de diámetro de pozo, *Caliper* y el diámetro del trepando (*Bit Size*), para eliminar los datos de los registros sínicos y de densidad que se encuentren en zonas donde la pared del pozo fuera muy irregular.



**Figura 4.1:** Irregularidades en la pared del pozo para distintas litologías. A la derecha los registros de diámetro del pozo comparado con el diámetro del trepando para identificar derrumbes o revoques.

Por lo anterior, para evitar trabajar con datos erróneos se aplica un control de calidad respecto al diámetro del pozo donde se eliminan los datos si se cumple la siguiente condición:

$$|\text{Caliper} - \text{Bit Size}| > 2 \text{ pulgadas.}$$

Para generar los modelos geomecánicos 1D para cada pozo es necesario calcular los módulos elásticos (Módulo de Young,  $E$ , Razón de Poisson,  $\nu$  y parámetros de Lamé,  $\lambda$  y  $\mu$ ) utilizando los tiempos de tránsito de los registros sísmicos y el registros de densidad. Para esto, primero se calculan las velocidades de onda P y S utilizando los tiempos de tránsito (que vienen expresados en microsegundo/pie), luego se calculan las impedancias de onda multiplicando las velocidades por la densidad y finalmente se calculan los módulos elásticos:

$$\begin{aligned}
 V_p &= \frac{304800}{\Delta t_p} [m/s], & V_s &= \frac{304800}{\Delta t_s} [m/s] \\
 I_p &= V_p \rho \left[ \frac{m}{s} * \frac{g}{cm^3} \right], & I_s &= V_s \rho \left[ \frac{m}{s} * \frac{g}{cm^3} \right] \\
 \lambda \rho &= \frac{I_p^2 - I_s^2}{10^6} \left[ Gpa * \frac{g}{cm^3} \right], & \mu \rho &= \frac{I_s^2}{10^6} \left[ Gpa * \frac{g}{cm^3} \right] \\
 E &= \mu \frac{3\lambda + 2\mu}{\lambda + \mu} [Gpa], & \nu &= \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}
 \end{aligned}$$

Donde  $\Delta t_p$  y  $\Delta t_s$  son los tiempos de tránsito obtenidos de los registros sísmicos compresionales y de cizalle respectivamente.

Una vez generado el modelo geomecánico 1D se realiza un segundo control de calidad de los datos para eliminar los datos erróneos por diferentes errores en las mediciones. Los datos eliminados presentan alguna de las siguiente condiciones: velocidad de onda compresional menor a la velocidad de onda de cizalles ( $V_p < V_s$ ), parámetros elásticos calculados menores a cero ( $E < 0$ ,  $\nu < 0$ ,  $\lambda < 0$  o  $\mu < 0$ ) o Razón de Poisson mayor a 0,5 ( $\nu > 0,5$ ) debido a que las rocas generalmente presentan valores alrededor de 0,25 y en casos extremos cercanos a 0,5 pero no superior.

#### 4.1.3 Identificación de Zonas.

En esta etapa haciendo uso de los registros de pozo disponibles y columnas estratigráficas se identifican las bases y techos tanto de la Formación Zona Glauconítica como de la zona donde se concentra el gas dentro de la Formación, ya que estos son los intervalos de interés en los que se trabajará.

Identificar las zonas estratigráficas en los registros de pozo es importante porque permite identificar los reflectores sísmicos que representan los techos y bases de las unidades geológicas una vez que se realiza el amarre sísmica-pozo.

## 4.2 Sísmica de Reflexión.

### 4.2.1 Carga de datos Sísmicos.

Dado que el cubo sísmico adquirido en el año 2008 en el Bloque Arenal es de gran extensión solo utilizó la porción que cubre el área de estudio. La porción de este cubo consta de 784 *inlines* y 780 *crosslines* con un *bin* de 30x30 m<sup>2</sup> abarcando un área de 380,5 Km<sup>2</sup> aproximadamente.

El cubo sísmico consiste en una serie de *Common Midpoint Gathers* (CMP *Gathers*) no apilados, cuyas distancias fuente-receptor van desde los 42 metros a 3300 metros. Los cuales han sido previamente procesados (Anexo II) con migración Kirchoff *pre-stack Time*, sus reflectores

horizontalizados por corrección *Normal Moveout* (NMO) y aplicado operaciones de ganancia para recuperar las amplitudes perdidas por divergencia esférica. En la figura 4.2 se presenta el mapa base con el área cubierta por la sísmica y los pozos utilizados durante el proceso de inversión.

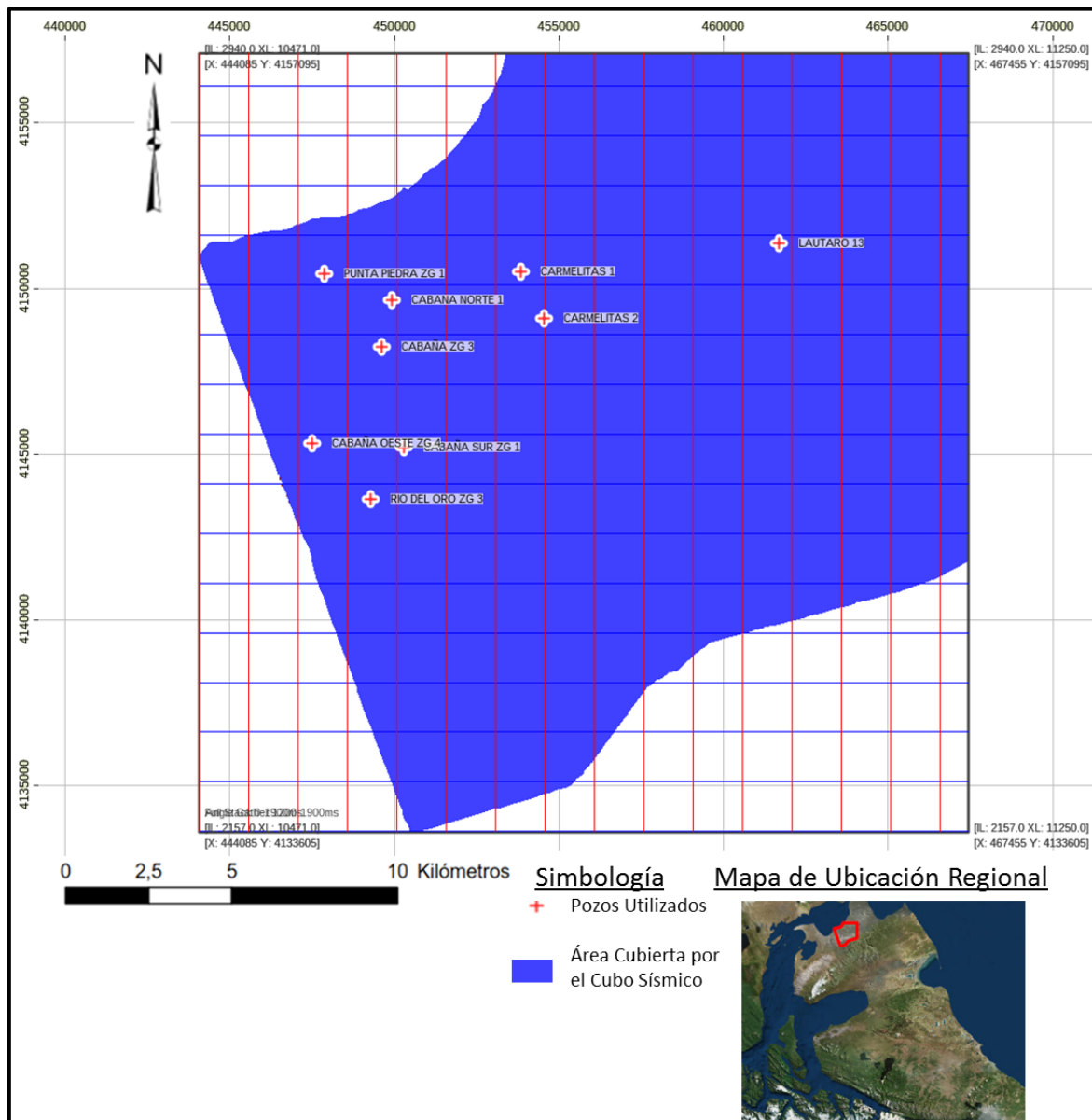


Figura 4.2: Mapa Base con el área cubierta por el cubo sísmico y los pozos utilizados para el proceso de inversión.

#### 4.2.2 Conversión de Registros de Pozo a Escala Sísmica.

La información contenida en los registros de pozos, en el esquema de este estudio, tiene como objetivos:

- Ser la base para la obtención de la fase y forma de la ondícula al momento de los amarres.
- Aportar la información para construir el modelo inicial para el algoritmo de inversión.

Dado que las ondas elásticas de la sísmica observan porciones grandes del subsuelo, cuyas dimensiones son mayores a las observadas con registro geofísicos de pozos, es necesario que estos registros tengan la misma escala de muestreo de la sísmica y además los datos no deben tener un



contenido de frecuencia mayor al máximo del ancho de banda sísmica. Con este fin se utilizó el método de promedios de Backus (1962).

El método de promedios de Backus consiste en:

- 1) Determinar el Modulo de onda P ( $M=\lambda+2\mu$ ) y el Modulo de Corte utilizando las velocidades de onda P y S y la densidad.
- 2) Calcular el promedio aritmético de  $\rho$  y el promedio armónico de  $M$  y  $\mu$  en una ventana de largo definida a continuación.
- 3) Usar los parámetros promediados para calcular el promedio de Backus de las velocidades de onda.

Como se dijo anteriormente remuestrear las curvas de propiedades geofísicas requiere de una ventana de escalamiento definida en profundidad, ya que los registros de pozo están registrados en profundidad (figura 4.3). Liner y Fei (2007), proporcionan una visión general útil para la teoría del método y proponen un valor de  $V_{Smin}/3f$ , donde  $V_{Smin}$  es la velocidad mínima de corte en el intervalo de interés (este intervalo tiene una longitud aproximada de 650 metros, el cual parte 300 metros sobre el techo de la Zona Glauconítica y termina 150 metros bajo la base de la Zona Glauconítica) y  $f$  es la frecuencia dominante de la sísmica.



**Figura 4.3:** Técnica de Backus (1962). Esta técnica escala propiedades elásticas de la roca observadas en pozo para obtener valores de velocidad  $V_P$  y  $V_S$  en escala sísmica, mediante una ventana de escalamiento de longitud  $L$  (modificado de Lindsay y Van Koughnet, 2001).

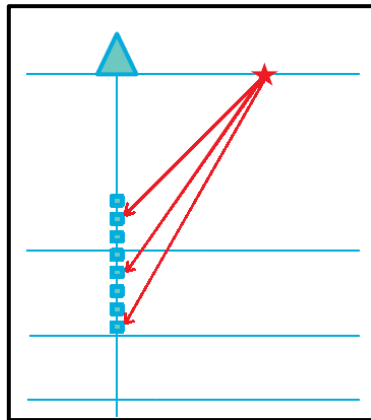
### 4.2.3 Calibración Sísmica-Pozo y Estimación de Ondícula.

Cualquier proceso de interpretación sísmica requiere realizar una calibración cuidadosa entre los datos sísmicos y la información de pozos. En primer lugar para lograr una buena calibración sísmica-pozo se debe transformar los datos de los registros de pozo de profundidad (metros o pies) a tiempo (ms), por lo que es necesario la curva T-Z (tiempo-profundidad) correspondiente.

Dado que los registros sísmicos brindan información de los tiempos de tránsito de las ondas acústicas dentro de cada uno de los intervalos rocosos, es posible calcular la sumatoria de estos y graficarlas en función de la profundidad a la que corresponde. De esta manera se obtiene una estimación de la curva T-Z a partir de los registros de pozo. A este proceso se le conoce como Integración del sísmico, donde el tiempo se relaciona con la profundidad a través de la siguiente relación:

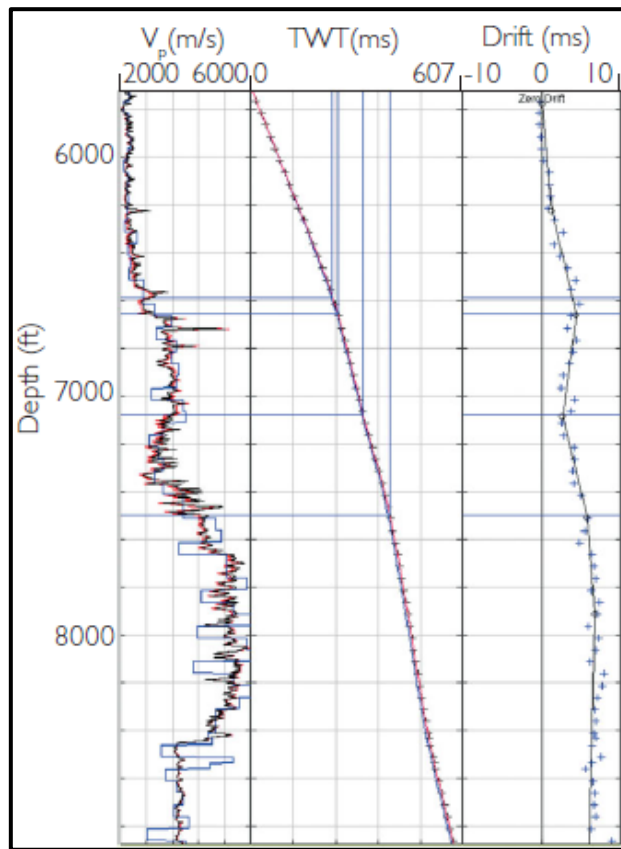
$$t(z) = \int_{z_0}^z \frac{dz}{v(z)} = \int_{z_0}^z \frac{dt}{dz} dz$$

Típicamente esta curva T-Z obtenida de la integración sónica es corregida con datos de tiempo y profundidad obtenidos por tiros de verificación (*checkshot*) o perfiles sísmicos verticales (VSP). Estos datos de tiempo-profundidad se derivan de las llegadas directas de disparos de fuentes sísmicas realizadas en superficie y registradas a lo largo del pozo por geófonos (Figura 4.4). Estas curvas T-Z tienden a presentar diferencias principalmente porque los datos sísmicos y de *checkshot* o VSP están sujetos a mayor dispersión. Dado esto la curva T-Z obtenida debe ser corregida debido a que los datos obtenidos de *checkshot* o VSP tienen mayor fidelidad ya que tienen más similitud con la sísmica tanto en la forma como se adquieren, como en el contenido de frecuencias y, además, los registros sónicos acarrearán más errores al momento de la medición (derrumbes en la pared del pozo, mal contacto entre la pared del pozo y el instrumento, etc) (Simm y Bacon, 2014).



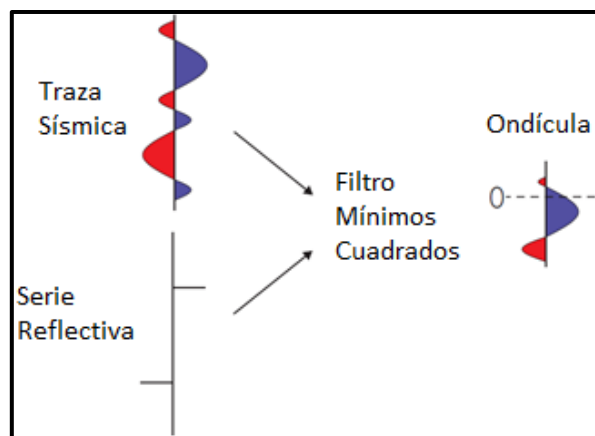
**Figura 4.4:** Geometría esquemática para la adquisición de perfiles sísmicos verticales (VSP). La estrella roja representa la fuente, las flechas rojas los frentes de onda que llegan directamente a los geófonos que están representados por los cuadrados verdes. Modificado de Simm y Bacon (2014).

La diferencia entre el tiempo sísmico y la integración sónica da como resultado la curva de deriva (*drift*) (figura 4.5). La deriva es un efecto de la subsuperficie principalmente relacionado con la dispersión de velocidad entre las frecuencias de los registros de pozos y la sísmica (Simm y Bacon, 2014).



**Figura 4.5:** Calibración tiempo-profundidad: *Track 1*, en negro el registro de pozo  $V_P$ , en rojo el registro  $V_P$  calibrado y en azul las velocidades del VSP; *Track 2*, en azul la curva T-Z obtenida por la integración sónica y en rojo la curva T-Z calibrada (es decir, con la deriva aplicada); *track 3*, la curva de deriva. Modificado de Simm y Bacon (2014).

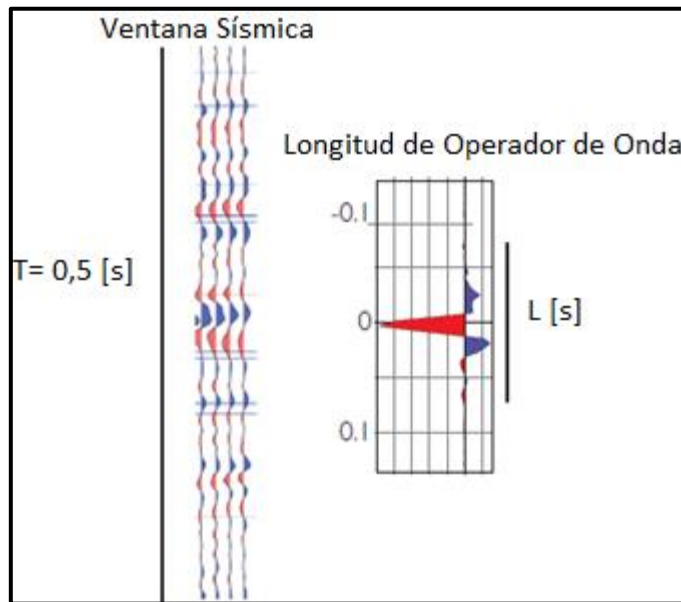
Al incorporar la información de registros de pozo con la sísmica, se busca establecer una relación entre los reflectores sísmicos y la estratigrafía del subsuelo. Para ello se necesita de una ondícula la cual es obtenida de las trazas sísmicas y de los pozos. La técnica utilizada es la de White (1980) y White y Simm (2003), con la que se extrae la ondícula de los datos a través de una técnica de mínimos cuadrados (figura 4.6).



**Figura 4.6:** Ilustración esquemática de un filtro de mínimos cuadrados para obtener la ondícula. Modificado de Simm y Bacon (2014).

Para realizar la extracción mediante esta técnica se requiere un operador de onda (de longitud  $L$ ) en una ventana temporal de datos sísmicos (de longitud  $T$ ) (Figura 4.7). La longitud del segmento de tiempo debe ser alrededor de 500 ms, ya que se toma como supuesto que la ondícula

es estacionaria con respecto a su fase lo cual puede ser inválido y la rotación de fase con la profundidad podría afectar adversamente los resultados si se toma un segmento mayor. Por otra parte, si el segmento es muy corto se reduce la probabilidad de un amarre estadísticamente válido (Simm y Bacon, 2014).



**Figura 4.7:** Ventana sísmica (T) y longitud de onda (L). Modificado de Simm y Bacon (2014).

Para que las medidas de coincidencia entre la traza sísmica y la traza sintética tales como la correlación cruzada sean estadísticamente significativas,  $L$  y  $T$  necesitan satisfacer las siguientes relaciones (White, 1980; Walden y White, 1984; White, 1997):

$$bT = \frac{3.408T}{L} > 5$$

$$\text{Con } b = 3.408/L$$

$$0.25 < \frac{b}{B} < 0.5$$

Donde  $bT$  es el factor de suavizado espectral y  $B$  es el ancho de banda de la sísmica.

El ajuste se mide como la proporción de energía de la traza predicha (PEP) por el sismograma sintético (Simm y Bacon, 2014):

$$PEP = 1 - (\text{Energía en el Residual} / \text{Energía de la Traza})$$

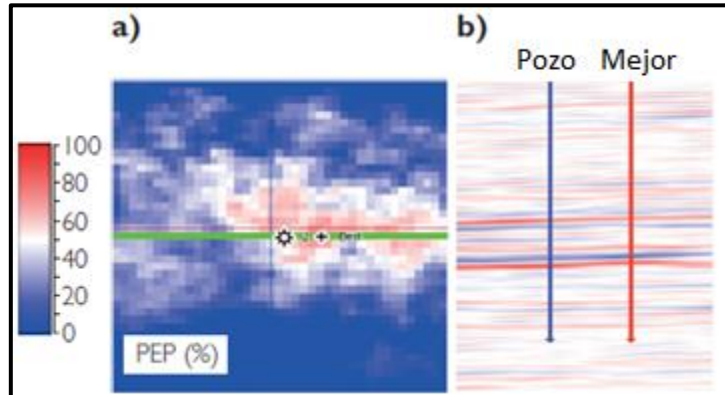
Donde la energía de una traza es la suma de los cuadrados del segmento temporal y los residuales son la diferencia entre una traza sísmica y su sintético.

El PEP está relacionado con el coeficiente de correlación cruzada,  $R$ , una medida más tradicional de bondad de ajuste, dado por  $PEP \approx R^2$ . Por lo tanto, una correlación cruzada de 0,7 significa que sólo menos del 50% de la energía está siendo igualada. La bondad de ajuste por sí sola no es una medida definitiva de exactitud, la correlación cruzada aumenta con el incremento de la longitud de onda, pero a medida que la ondícula se hace más larga, hay más posibilidades de que el ruido esté siendo igualado. Una medida habitual de precisión es el error cuadrático medio normalizado (NMSE) que puede estar aproximadamente relacionado con el error de fase (Simm y Bacon, 2014):

$$NMSE = \frac{1}{bT} \frac{1 - PEP}{PEP}$$

Un buen amarre debería tener  $PEP > 0,7$  y  $NMSE < 0,1$  (Simm y Bacon, 2014).

Es habitual ejecutar la técnica en un cubo sísmico alrededor de la ubicación del pozo en lugar de sólo una única traza en la ubicación (figura 4.8). La razón de esto es que la migración aplicada a los datos sísmicos puede no haber posicionado correctamente los datos (Simm y Bacon, 2014).



**Figura 4.8** Mapa de amarre; a) Mapa de PEP (%); b) *crossline* (línea verde en el mapa) con la ubicación del pozo y la ubicación donde se logró el mejor ajuste. Modificado de Simm y Bacon (2014).

El siguiente paso, una vez obtenida la ondícula, es aplicar un desplazamiento en tiempo (*Time Shift*) a los registros de pozo para obtener la mejor correlación entre la sísmica observada y la traza sintética.

Este procedimiento se realizó para cada pozo y con cada apilado parcial generado previamente.

#### 4.2.4 Construcción de Modelos Iniciales.

El proceso de inversión de los datos sísmicos realizado en este trabajo (inversión simultánea) se caracteriza por utilizar un modelo inicial o *a priori* que refleja la tendencia regional de bajas frecuencias (que no poseen los datos sísmicos) de impedancias de onda P y S y la densidad. Este modelo se actualiza iterativamente para obtener los volúmenes finales.

Los modelos se generan a partir de los registros de pozos, los cuales se interpolan siguiendo la geología del lugar. Dado esto, el primer paso para la construcción del modelo inicial es la interpretación de horizontes sísmicos. Los horizontes relevantes para el modelamiento corresponden al techo y base de la Zona Glauconítica, al techo de la Zona Glauconítica Inferior y 2 horizontes extras, ubicados sobre y debajo de la Zona Glauconítica.

Una vez interpretados los horizontes, el siguiente paso es realizar una interpolación utilizando herramientas geoestadísticas, en este caso se utiliza el *kriging* ordinario. Los datos de pozos se interpolan de acuerdo a la estructura de los horizontes interpretados, ya que estos proporcionan un sentido geológico a lo largo y ancho del cubo.

Finalmente se procede a remover todas las frecuencias sobre 15 Hz mediante la aplicación de un filtro pasa bajos definido por las frecuencias 10-15 Hz ya que solo interesa obtener las bajas frecuencias. (Figura 4.9).

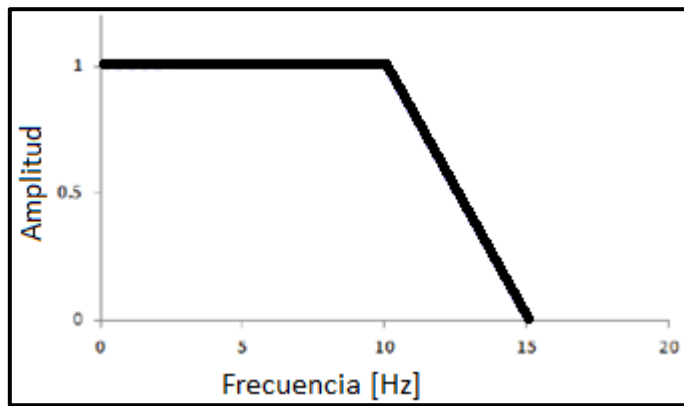


Figura 4.9: Esquema del filtro pasa bajo aplicado.

#### 4.2.5 Inversión.

El objetivo del proceso de inversión simultánea es el cálculo de las impedancias de onda P y S y la densidad. El procedimiento consiste en modificar iterativamente los modelos iniciales hasta que una función objetivo o función error alcance un valor suficientemente pequeño. Una vez alcanzado este valor la iteración finaliza y los últimos modelos son el resultado final de la inversión.

La función objetivo incluye una parte sísmica, que es la diferencia entre la sísmica sintética creada en cada iteración y la sísmica original, y una parte geológica, que es la diferencia entre los modelos que se actualizan con cada iteración y el modelo inicial.

Los datos de entrada para la inversión son

- Los *stack* parciales.
- Una ondícula para cada *stack* parcial, la que se calcula promediando las ondículas extraídas de cada pozo utilizado.
- Los modelos iniciales
- Las pendientes e interceptos de las líneas de tendencia de las relaciones log-log entre las impedancias de onda P y S, y la impedancia de onda P y la densidad.

#### 4.2.6 Control de Calidad de Volúmenes Invertidos.

Con el fin de aumentar la confiabilidad del algoritmo utilizado se realizan 7 inversiones simultáneas. En cada una de estas inversiones se dejaron distintos pozos “ciegos”, es decir, pozos que no fueron utilizados para la construcción del modelo inicial y sus ondículas extraídas tampoco fueron utilizadas. Estos pozos representan los puntos de control de cada inversión, con los cuales se puede medir la consistencia de las predicciones.

Luego de realizar cada inversión se aplica un filtro pasa bajo definido por las frecuencias 50-60 Hz para cada cubo invertido y para los registros de pozos con el objetivo de que ambos registros tengan el mismo contenido de frecuencia. Una vez aplicado el filtro, se calcula la correlación cruzada entre los parámetros de interés. Los resultados de la inversión serán buenos si los valores de correlaciones cruzadas son mayores a 0,7 para cada parámetro y en todos los pozos, sobre todo en los pozos ciegos.

Adicionalmente se calculan cubos sísmicos sintéticos y cubos sísmicos residuales, estos últimos son el resultado de la diferencia entre los cubos sísmicos reales y los cubos sísmicos

sintéticos. Naturalmente, cubos sintéticos similares a la sísmica real y consecuentemente cubos residuales con muy baja amplitud en comparación con la sísmica sintética y real son producto de buenos resultados en la inversión.

#### **4.2.7 Calculo de Parámetros Elásticos.**

Una vez realizado los controles de calidad, se calculan los parámetros elásticos (Módulo de Young,  $E$ , Razón de Poisson,  $\nu$ , y parámetros de Lamé,  $\lambda$  y  $\mu$ ) utilizando los cubos de impedancia de onda P y S y de densidad obtenidos del proceso de inversión (ecuación 3.9 a 3.12).

### **4.3 Análisis e Interpretación de Resultados.**

En esta etapa se compara la consistencia de los resultados obtenidos a partir del análisis de los registros de sísmica de reflexión con aquellos obtenidos a partir de los registros de pozos, para esto se generan mapas de los parámetros elásticos en el intervalo de interés.

Además se analiza la distribución espacial de los parámetros y se contrastan con evidencia complementaria, para de este modo poder definir qué variables generan los cambios en los valores de estos parámetros entre un sector del área de estudio con respecto a otro.

## 5 Resultados.

### 5.1 Registros de Pozos

#### 5.1.1 Control de Calidad (QC) de Registros de Pozo y Modelo Geomecánico 1D.

Una vez eliminados los datos en las zonas donde la geometría de los pozos es muy irregular. Se procede a generar el modelo geomecánico 1D, lo que consiste en calcular los módulos elásticos haciendo uso de los registros sísmicos y de densidad (ecuación 3.9 a 3.12). Con estos registros se calculan las velocidades de onda P y S, las impedancias, los parámetros de Lamé y finalmente el Modulo de Young y la razón de Poisson (Figura 5.1).

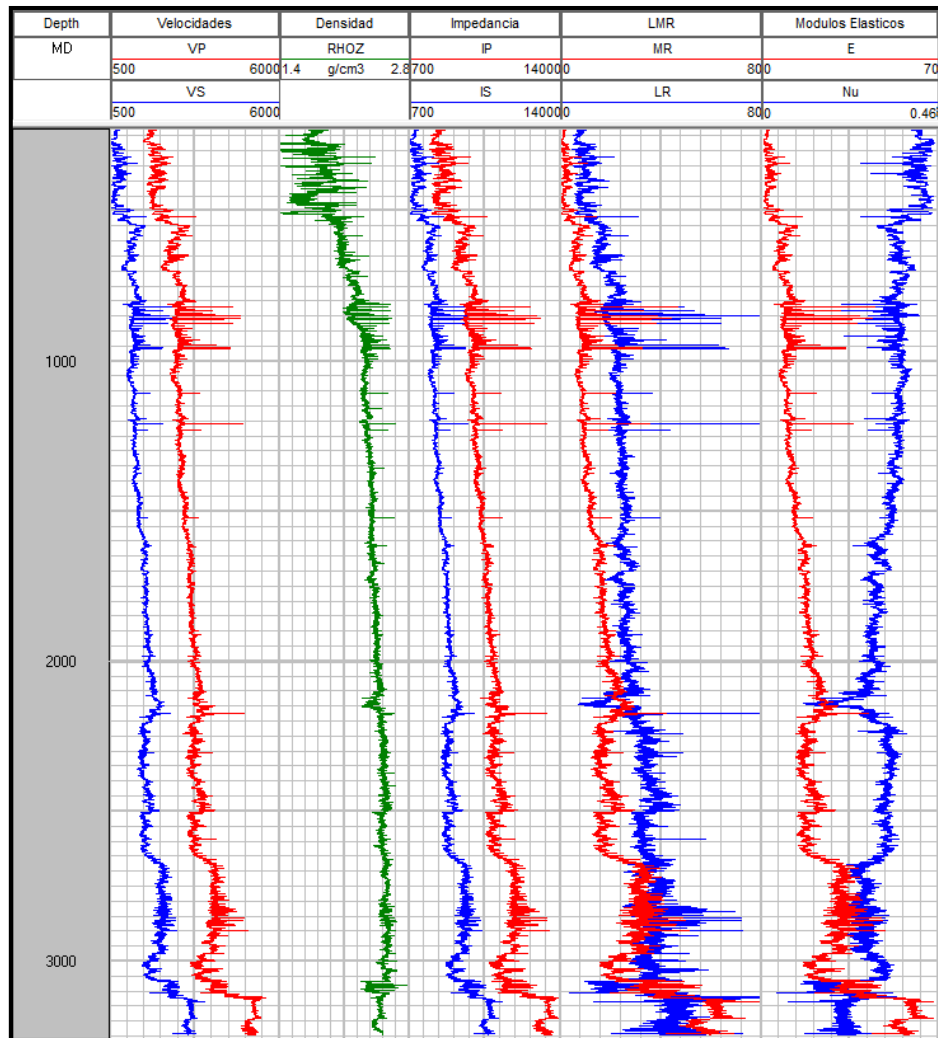


Figura 5.1: Curvas calculadas de  $V_p$ ,  $V_s$ ,  $I_p$ ,  $I_s$ ,  $\lambda\rho$ ,  $\mu\rho$ ,  $E$  y  $\nu$ .

Una vez calculados los parámetros elásticos se aplica un segundo filtro para eliminar datos erróneos, los datos se eliminan si se cumple alguna de las siguientes condiciones:

- $V_s > V_p$
- $E < 0$ ,  $\nu < 0$ ,  $\lambda < 0$  ó  $\mu < 0$
- $\nu > 0.5$



### 5.1.2 Identificación de Zonas.

Previo a la identificación de las bases y techos de la Formación Zona Glauconítica y la zona que tiene mayor concentración de gas dentro de la formación, se realiza el procedimiento descrito a continuación para ajustar la profundidad de las columnas estratigráficas para tener claridad de las litologías que están entre estos topes (bases y techos de las unidades geológicas). Este ajuste es necesario ya que las profundidades registradas durante la perforación de pozo son menos precisas que las registradas por los aparatos que llevan a cabo las mediciones geofísicas dentro de este. El procedimiento consiste en:

1. Graficar los datos de porosidad medidos de testigos en laboratorio y graficar 3 curvas de porosidad utilizando los registros neutrónicos y de densidad (Figura 5.2) mediante las siguientes formulas:

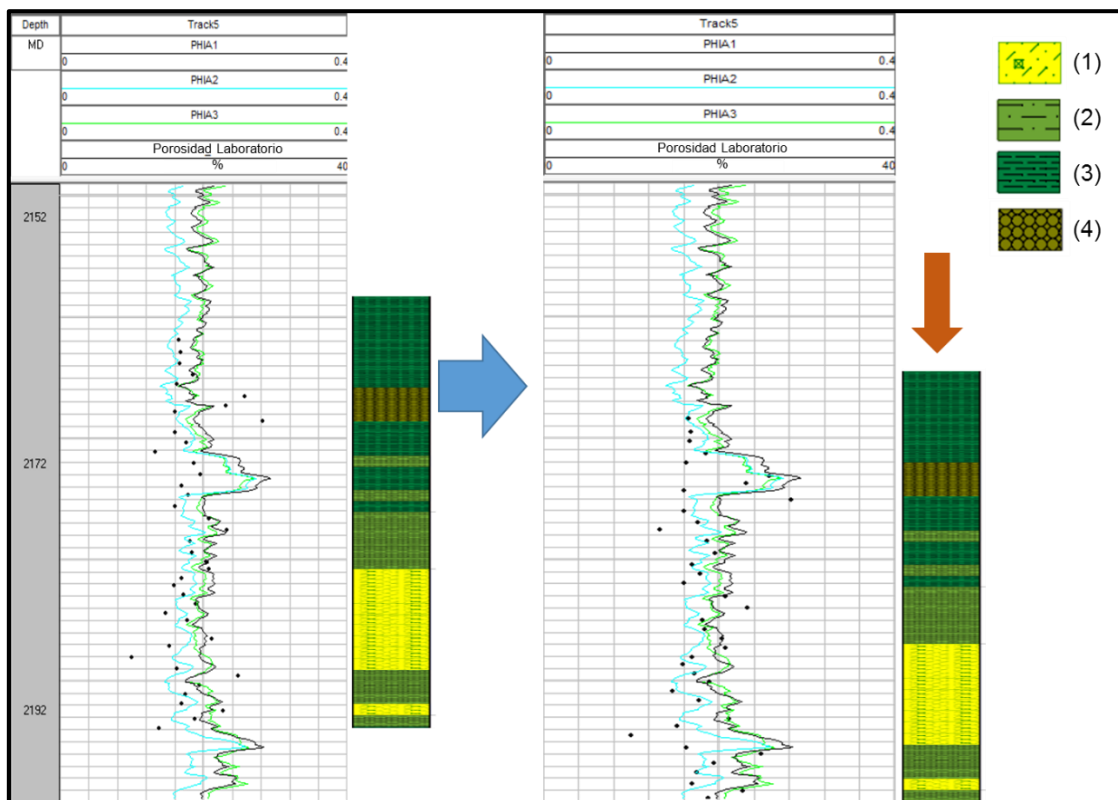
$$PHIA1 = \phi_{ND} = \frac{\phi_N + \phi_D}{2}$$

$$PHIA2 = \phi_{ND} = \frac{1}{3}\phi_N + \frac{2}{3}\phi_D$$

$$PHIA3 = \phi_{ND} = \sqrt{\frac{\phi_N^2 + \phi_D^2}{2}}$$

Donde PHIA1 es la porosidad calculada para rocas saturadas en aguas (ecuación 3.21) y PHIA2 y PHIA3 son la porosidad calculada para rocas saturadas en gas (ecuación 3.22).

2. Los datos de porosidad medidos en laboratorio se ajustan en la vertical para hacerlos calzar lo mejor posible y una vez que se sabe cuántos metros hay que ajustar las mediciones se procede a calzar la columna estratigráfica de las coronas.



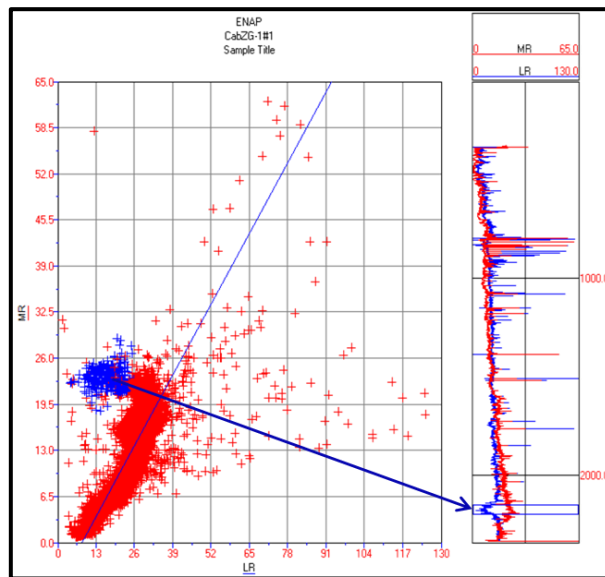
**Figura 5.2:** Ajuste en la vertical de porosidades para el pozo CabZG-1. A la derecha datos de porosidad y columna estratigráfica sin ajustar, a la izquierda datos de porosidad y columna estratigráfica ajustada. (1): Arenisca glauconítica; (2) Limoarcillolita; (3) Arcillolita; (4) Roca volcanoclástica.

Una vez ajustadas las columnas estratigráficas se procede a la identificación de zonas.

### 5.1.2.1 Zona de Interés.

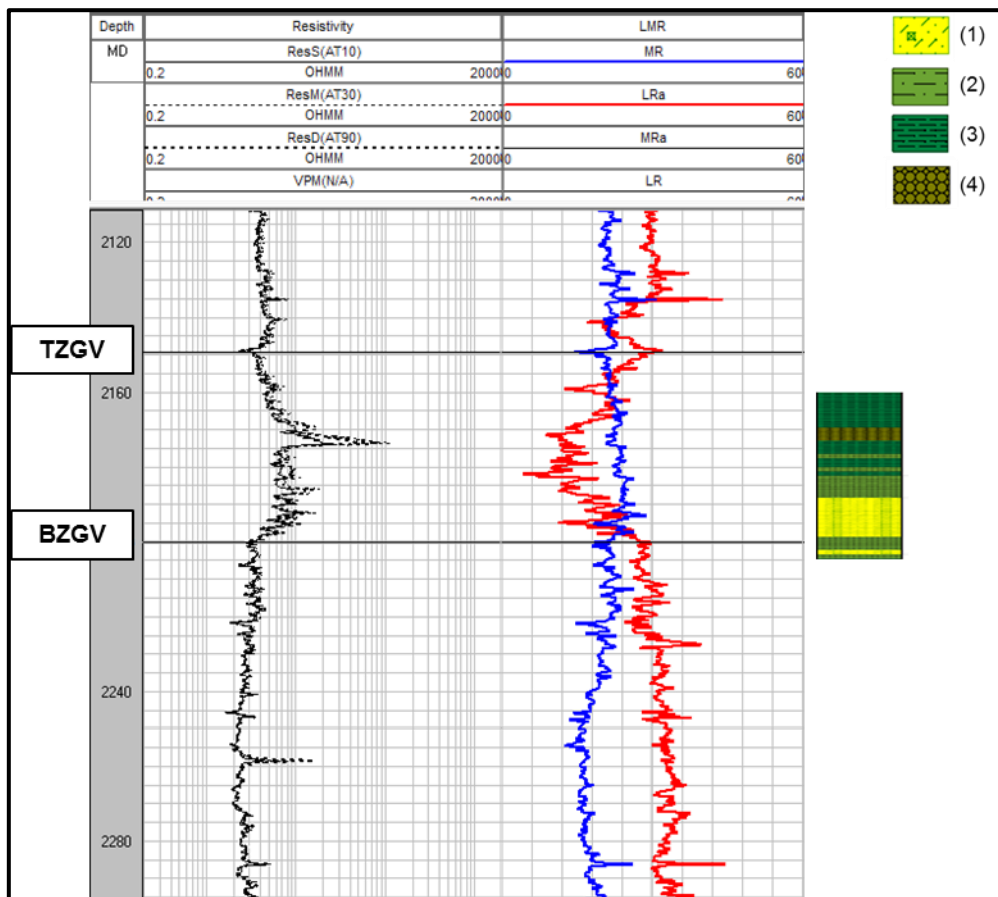
En esta zona se encuentra la mayor concentración de gas dentro de la Formación, cabe destacar que esta zona no fue llamada Zona Glauconítica Inferior ya que la base de la Formación Zona Glauconítica identificada no coincide con la base de esta zona y es llamada Zona de Interés debido a que en esta zona se presenta la mayor concentración de gas.

Para la identificación de esta zona se analizan *crossplot* entre los parámetros  $\lambda\rho$  (LR) y  $\mu\rho$  (MR) (Figura 5.3). Como se puede observar en estos gráficos, los datos siguen una tendencia general excepto un grupo de datos que se desvían de esta línea de tendencia, esto debido a que en esta zona el gas aporta compresibilidad a la roca y por lo tanto disminuye el valor del parámetro  $\lambda$ , mientras que el gas al ser un fluido no influye en el parámetro  $\mu$  ya que los fluidos no soportan fuerzas de corte y su valor es nulo.



**Figura 5.3:** Crossplot LR-MR del pozo Cabaña ZG-1. En azul se resaltan los datos pertenecientes a la Zona de Interés.

Además se utilizaron los registros de resistividad ya que esta zona presenta valores altos en estos registros debido a la presencia del gas que produce una disminución de la conductividad eléctrica de la roca y por ende el aumento de la resistividad (Figura 5.4).



**Figura 5.4:** Base (BZI) y techo (TZI) de la Zona de Interés del Pozo CabZG-1. (1): Arenisca glauconítica; (2) Limoarcillolita; (3) Arcillolita; (4) Roca volcanoclástica.

### 5.1.2.2 Zona Glauconítica.

El techo de la Zona Glauconítica se presenta en un *peak Gamma Ray* y un bajo resistivo donde se aprecia un leve aumento de la tendencia general en la curva de resistividad en profundidad (Figura 5.5). Este leve aumento de la resistividad se produce porque en la Zona Glauconítica Superior también hay presencia de gas pero en menor medida que en la Zona de Interés.

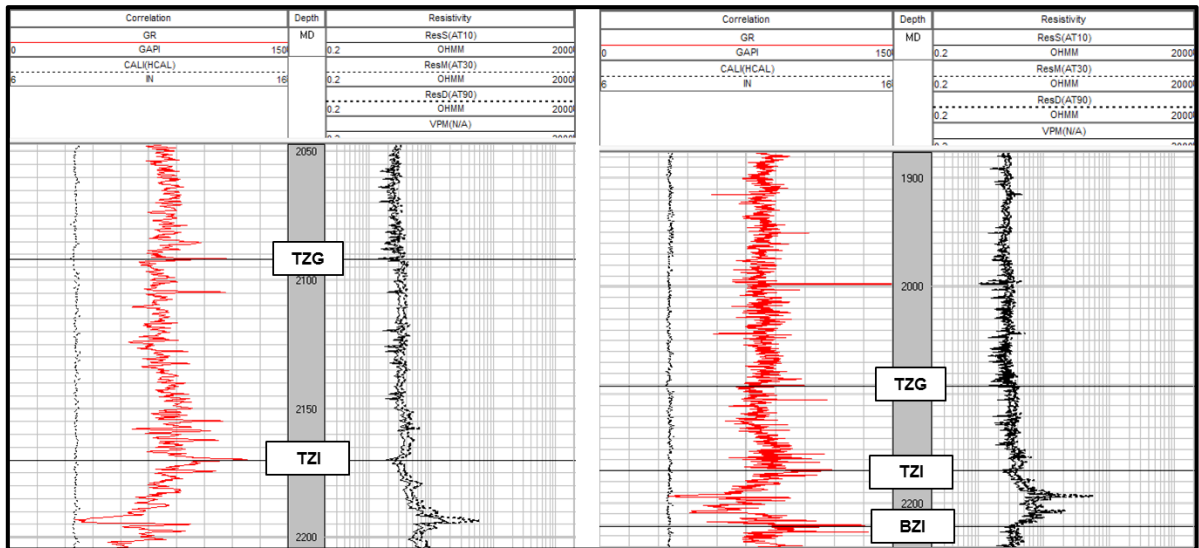


Figura 5.5: Techo (TZG) de la Zona Glauconítica en el pozo CabZG-5

Mientras que la base de la Formación se presenta generalmente como un alto GR y bajo en las curvas de resistividad, LR, MR, Vp, Vs y densidad (Figura 5.6). Lo que se asocia a la discontinuidad que existe entre la Formación Zona Glauconítica y la subyacente Formación Lutitas Arenosas.

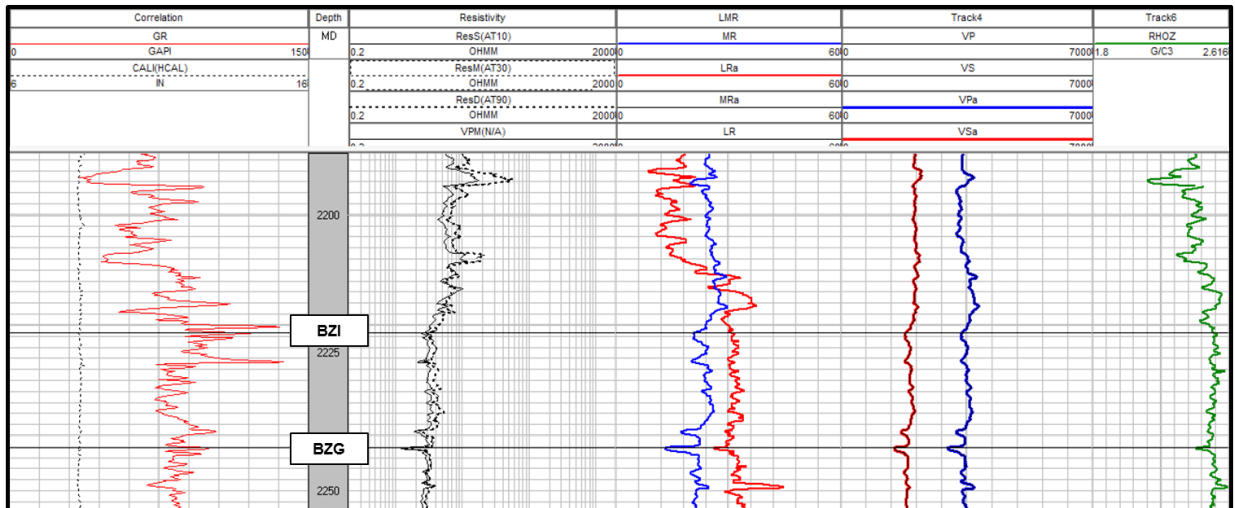
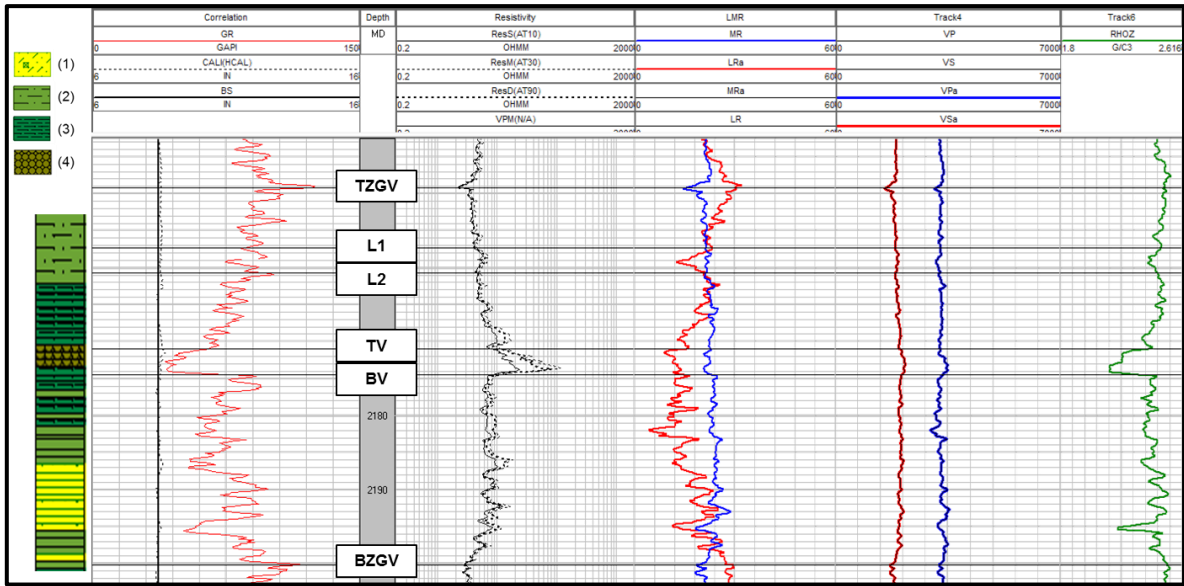


Figura 5.6: Base (BZG) de la Zona Glauconítica.

### 5.1.2.3 Otros Topes Geológicos.

Dentro de la Zona de Interés se identifican otros topes geológicos como son L1 y L2 que limitan una pequeña zona caracterizada por un bajo en la curva LR, esta zona no es de gran importancia ya que es una zona muy pequeña pero ha sido utilizada para hacer correlaciones entre

pozos, además se identifican los topes TV y BV los cuales limitan una roca volcanoclástica la cual se caracteriza por un bajo *Gamma Ray*, alto resistivo y bajo en la curva de densidad (Figura 5.7).



**Figura 5.7:** Topes L1, L2, TV y BV en el pozo CabZG-1. (1): Arenisca glauconítica; (2) Limoarcillolita; (3) Arcillolita; (4) Roca volcanoclástica.

#### 5.1.2.4 Análisis Litológico de la Zona de Interés.

Gracias a este procedimiento se logró identificar los límites de la Zona de Interés, además revisando las descripciones de las coronas de testigos se pudo determinar que la litología corresponde a intercalaciones de limoarcillolitas, arcillolitas, areniscas (con abundante glauconita) y 1 o 2 niveles de rocas volcanoclásticas entre 1 y 2 metros de espesor. Esta roca volcanoclástica oscura se encuentra entre los tope TV-BV la cual es descrita como una roca piroclástica con olor a hidrocarburo, que presenta pseudo laminaciones y oquedades rellenas de un material blanquecino y/o glauconita (Canessa, 2013).

Además analizando los registros *Gamma Ray* se logran identificar 2 ciclos, en la parte superior (entre TZI y TV) granodecreciente y en la parte inferior (entre BV y BZI) granocreciente (Figura 5.8).

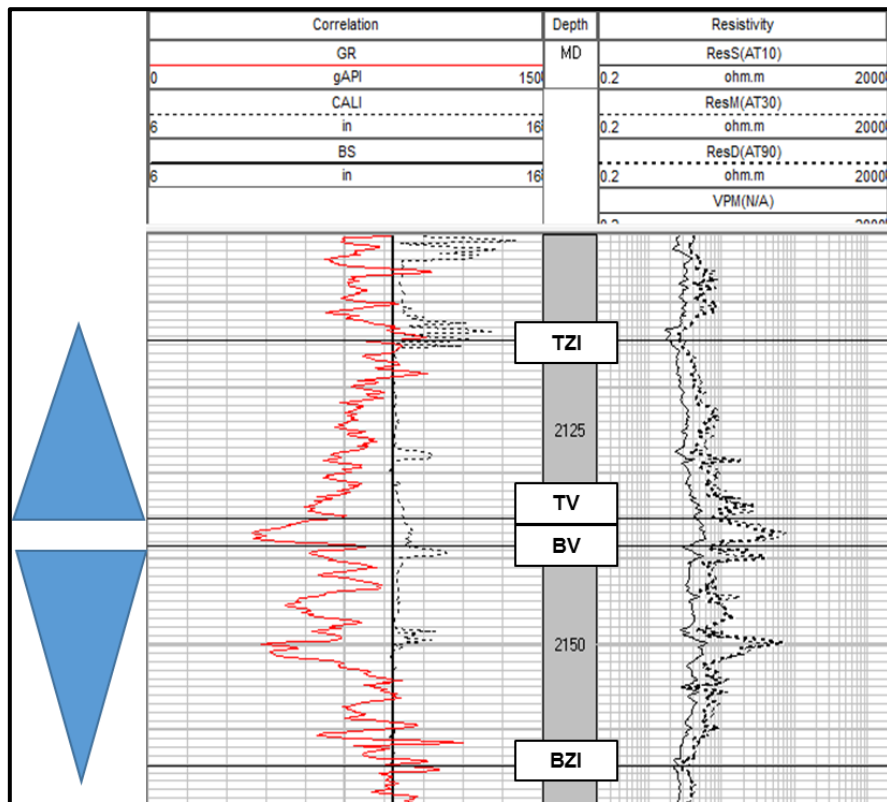


Figura 5.8: Ciclos granocreciente y granodecreciente en el pozo CabN-1.

## 5.2 Sísmica de Reflexión.

### 5.2.1 Generación de Apilados Parciales por Ángulo (*Angle-Stack*).

Con el fin de relacionar, en términos de ángulo, los modelos de reflectividad derivados de los registros de pozos con los datos sísmicos, que han sido recolectados en función del *offset*, se realiza una conversión de *offset* a ángulo (figura 5.9) utilizando un modelo de velocidad construido a partir de información obtenida durante el procesamiento sísmico.

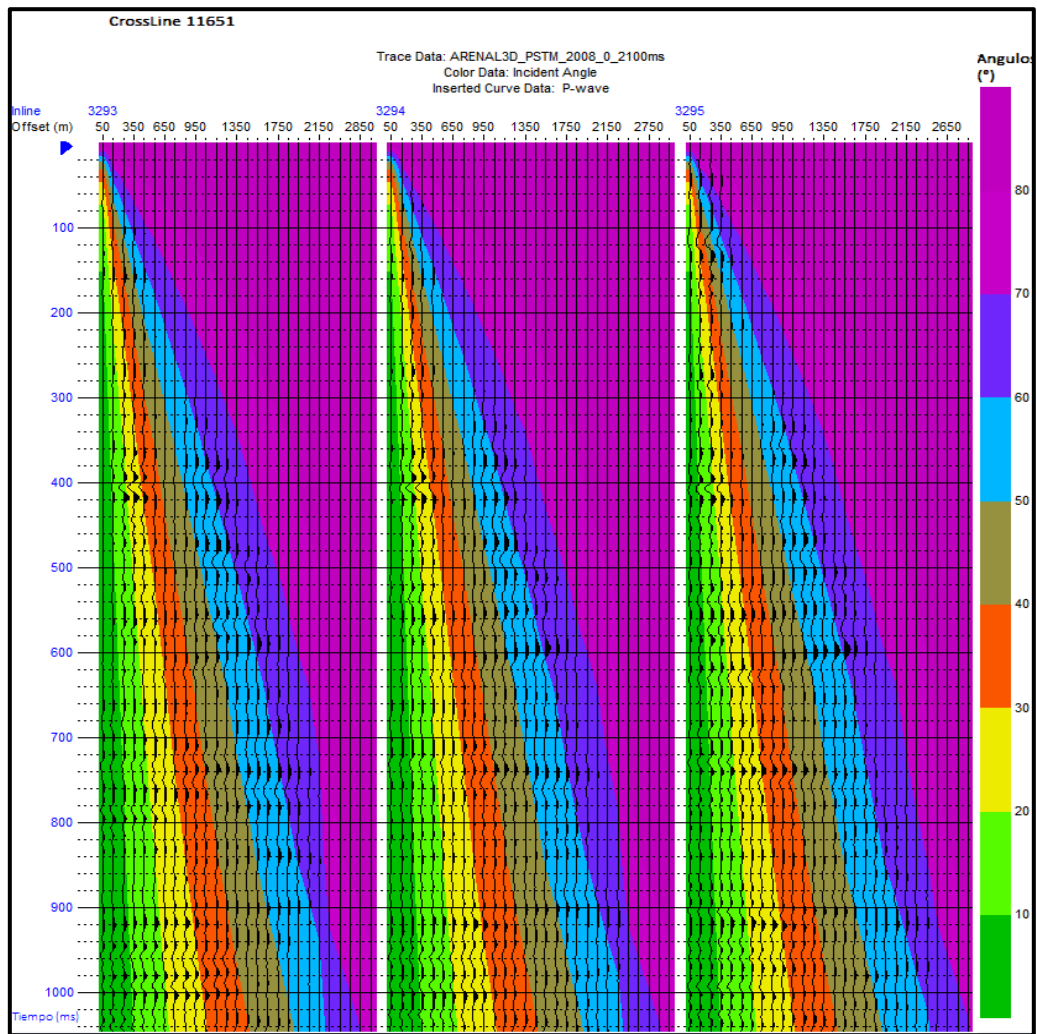


Figura 5.9: *Gathers* mostrando en escala de colores los ángulos de incidencia

Una vez estimados los ángulos de incidencia en función del *offset* se procede a generar apilados parciales por ángulo con la finalidad de disminuir el ruido aleatorio de los datos sísmicos. En total se generaron 4 apilados parciales cuyos rangos van desde los 12° hasta los 19° para el primero, 19° a 26° para el segundo, 26° a 33° para el tercero y para el cuarto desde 33° hasta los 40° (Figura 5.10).

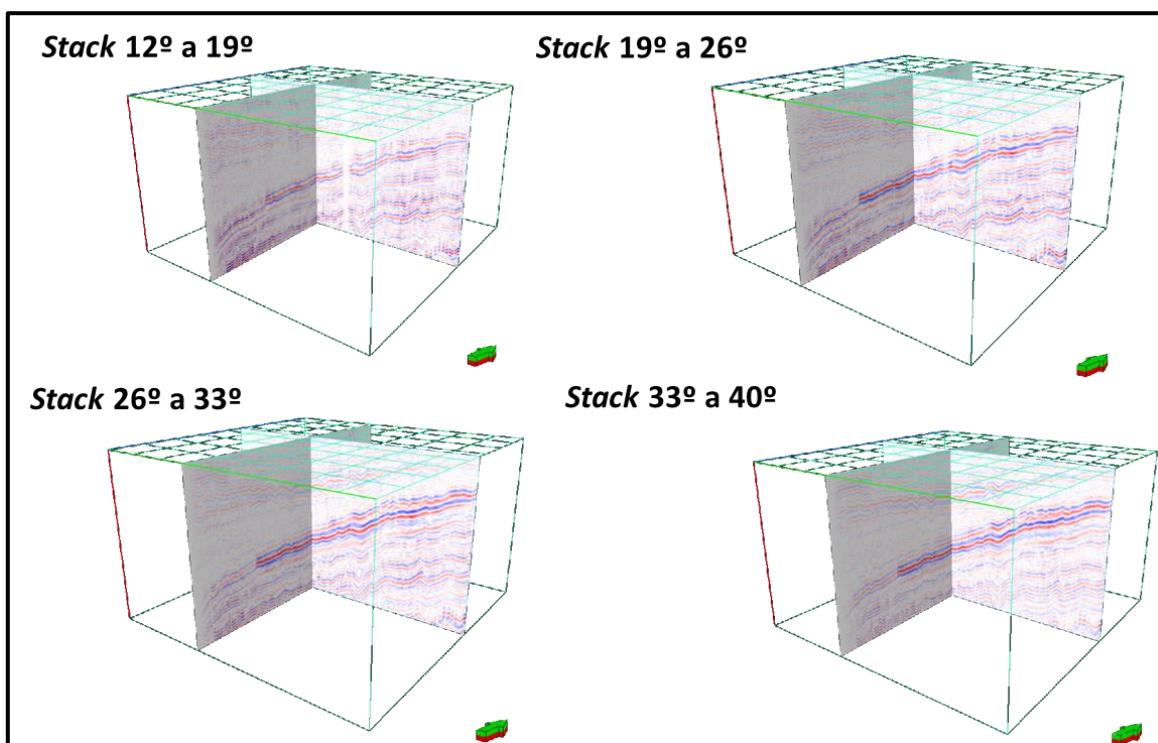


Figura 5.10: Stack parciales generados para 4 rangos distintos de ángulo.

### 5.2.2 Conversión de Registros de Pozo a Escala Sísmica.

Para remuestrear o escalar los registros de densidad y velocidades de onda P y S mediante el método de promedios de Backus (1962) es necesario calcular el largo de la ventana. La ventana utilizada tiene un largo igual a  $V_{S\ min}/3f$ . La tabla 5.1 muestra los valores de esta ventana para cada pozo.

Pozo	$V_{S\ min}$ (m/s)	$f_{Dominante}$ (Hz)	Ventana de Backus (m)
Cabaña ZG-3	1500	20	25
Punta Piedra ZG-1	1500	20	25
Carmelitas-1	1400	20	23,3
Carmelitas-2	1450	20	24,2
Lautaro-13	1350	20	22,5
Rio del Oro ZG-3	1600	20	26,7
Cabaña Oeste ZG-4	1600	20	26,7
Cabaña Sur ZG-1	1550	20	25,8
Cabaña Norte-1	1550	20	25,8

Tabla 5. 1: Valores utilizados para calcular la ventana de Backus.

En la figura 5.11 muestra los registros de densidad y velocidad de onda P y S antes y después de aplicar el promedio de Backus para el pozo Cabaña Norte-1.



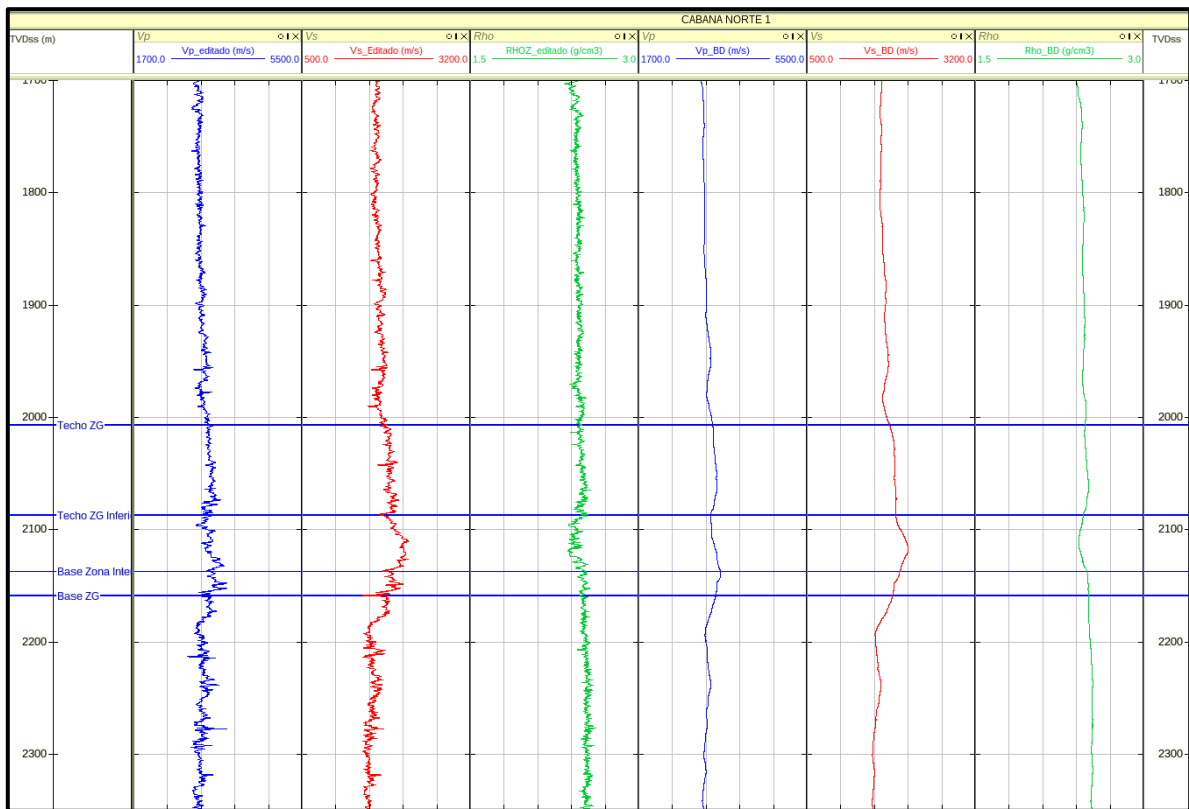


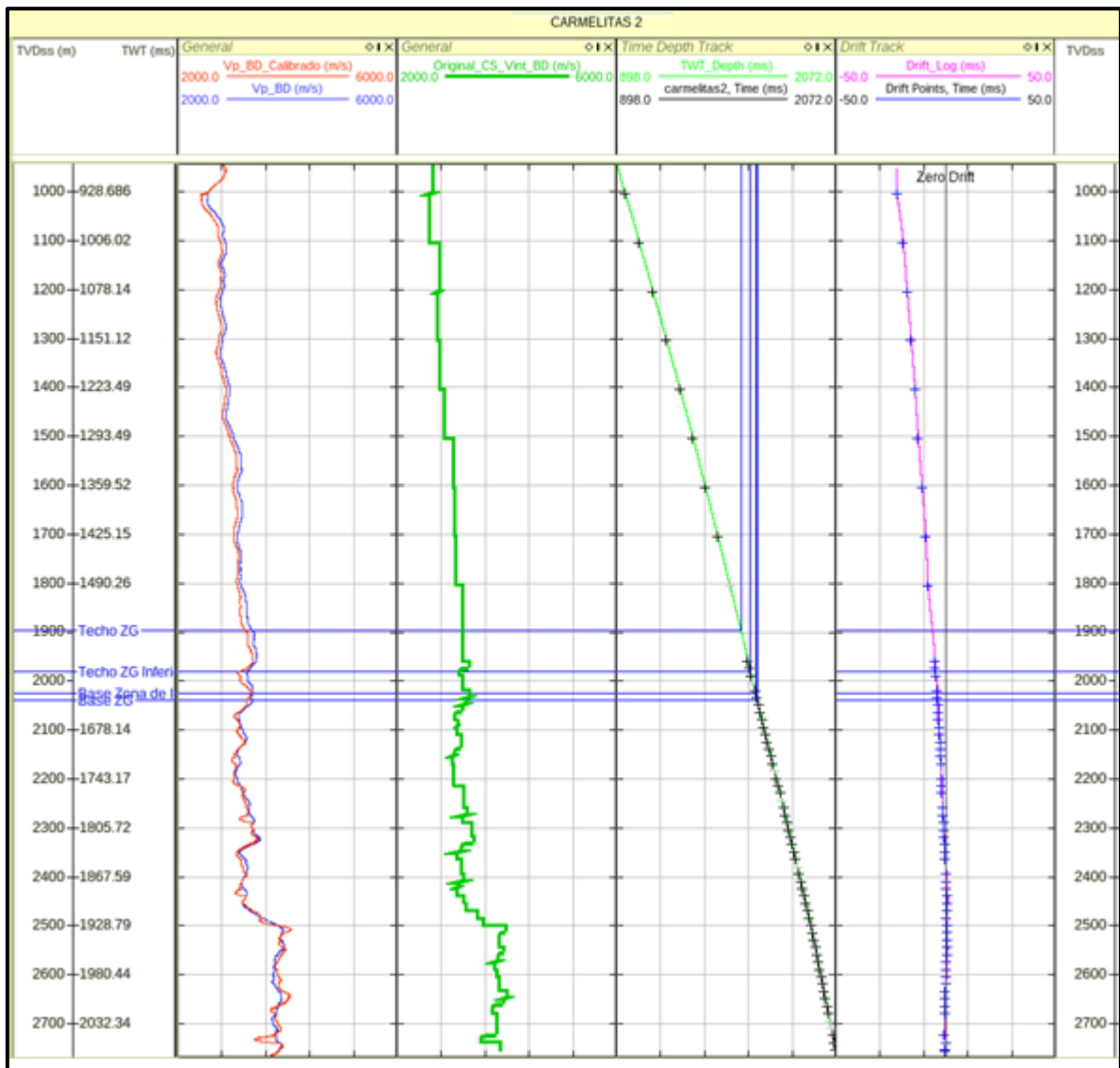
Figura 5.11: Registros de  $V_p$ ,  $V_s$  y densidad antes y después de aplicar el promedio de Backus para el pozo Cabaña Norte-1 con una ventana de Backus de 25,8 [m]. En azul la velocidad de onda P, en rojo la velocidad de onda S y en verde la Densidad.

## 5.2.3 Calibración Sísmica-Pozo y Estimación de Ondícula.

### 5.2.3.1 Calibración Tiempo-Profundidad.

El primer paso para realizar una calibración sísmica-pozo es transformar los datos de registros de pozos de profundidad a tiempo. Para esto se calcula la curva T-Z mediante la integración sísmica.

La curva T-Z obtenida de la integración sísmica es corregida con datos de tiempo y profundidad obtenidos por tiros de verificación (*checkshot*) o VSP. La diferencia entre el tiempo sísmico y la integración sísmica da como resultado la curva de deriva, la cual es ocupada para corregir el registro de velocidad (figura 5.12).

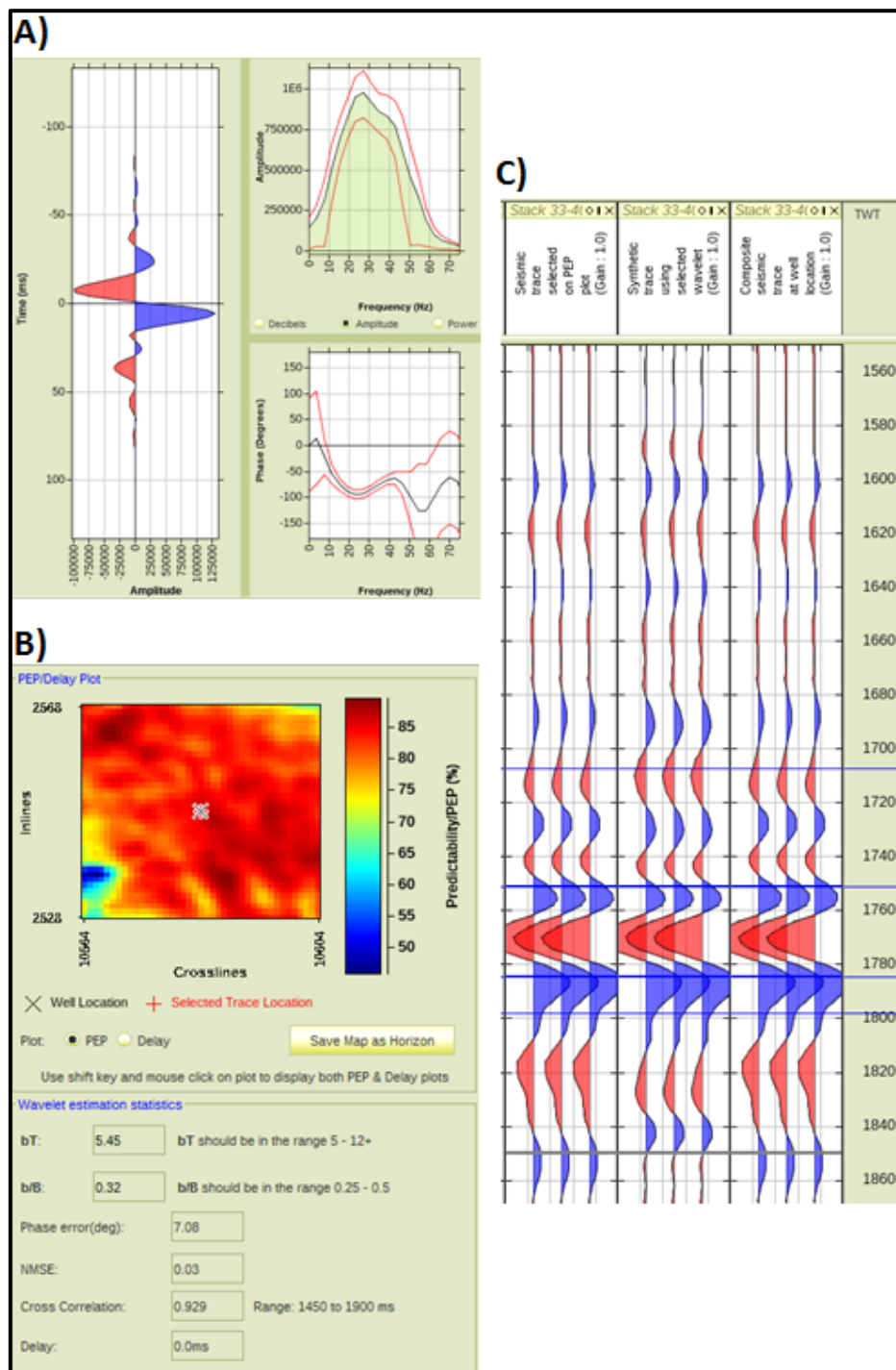


**Figura 5.12:** Calibración Tiempo-Profundidad para el pozo Carmelitas-2. Track 1: En azul registro de velocidad de onda P, en rojo registro de velocidad de onda P corregido; Track 2: Velocidades intervalicas obtenidas del VSP; Track 3: Curva de T-Z obtenida del VSP; Track 4: Curva de deriva.

### 5.2.3.2 Extracción de Ondícula y Amarre Sísmica-Pozo.

Para extraer la ondícula mediante la técnica de White (1980) y White y Simm (2003) se requiere definir la ventana temporal, de longitud  $T$ , y definir la longitud  $L$  del operador de onda. Idealmente estas longitudes deben ser escogidas de tal forma que los parámetros  $bT$  y  $b/B$  estén dentro de los rangos definidos por White (1980), Walden y White (1984) y White (1997) (como se vio en la sección 4.2.3).

La extracción se ejecuta en un pequeño cubo sísmico alrededor de la ubicación del pozo el cual consta de 40 *inline* y 40 *crossline* (1200x1200 m<sup>2</sup>), de modo de escoger dentro de ese cubo la traza que presente el mayor valor PEP para realizar la extracción (figura 5.13B). Una vez obtenida la ondícula se aplica un desplazamiento en tiempo (*Time Shift*) a los registros de pozo para obtener la mejor correlación entre la sísmica observada y la traza sintética.



**Figura 5.13:** Ondicula extradia utilizando el pozo Cabaña Oeste ZG-4 para el Stack parcial 33°-40°. A) Ondicula extraída y sus espectros de amplitud y fase. B) Mapa de PEP donde se muestra que la extracción se realizó en la ubicación del pozo, además de observar que los parámetros bT y b/B están dentro de los rangos permitidos con error de fase y NMSE pequeños y alta correlación cruzada entre la sintética y la traza real. C) Track 1: traza con el mejor PEP repetida 3 veces; Track 2: traza sintética usando la ondícula extraída repetida 3 veces; Track 3: traza en la ubicación del pozo repetida 3 veces.

## 5.2.4 Construcción del Modelo Inicial.

### 5.2.4.1 Interpretación de Horizontes Sísmicos.

Una vez calibrados los pozos con la sísmica, se procedió a picar los horizontes en el cubo sísmico. Los horizontes picados corresponden al techo de la Zona Glauconítica, techo de la Zona de Interés, Base de la Zona Glauconítica y 2 horizontes extras los cuales serán de ayuda para la construcción del modelo inicial.

Dado que las fases de las ondículas extraídas están alrededor de los  $-90^\circ$ , estos horizontes (Techo ZG, Techo ZI y Base ZG) fueron interpretados en el cruce por cero (*Zero Crossing*) (figura 5.14).

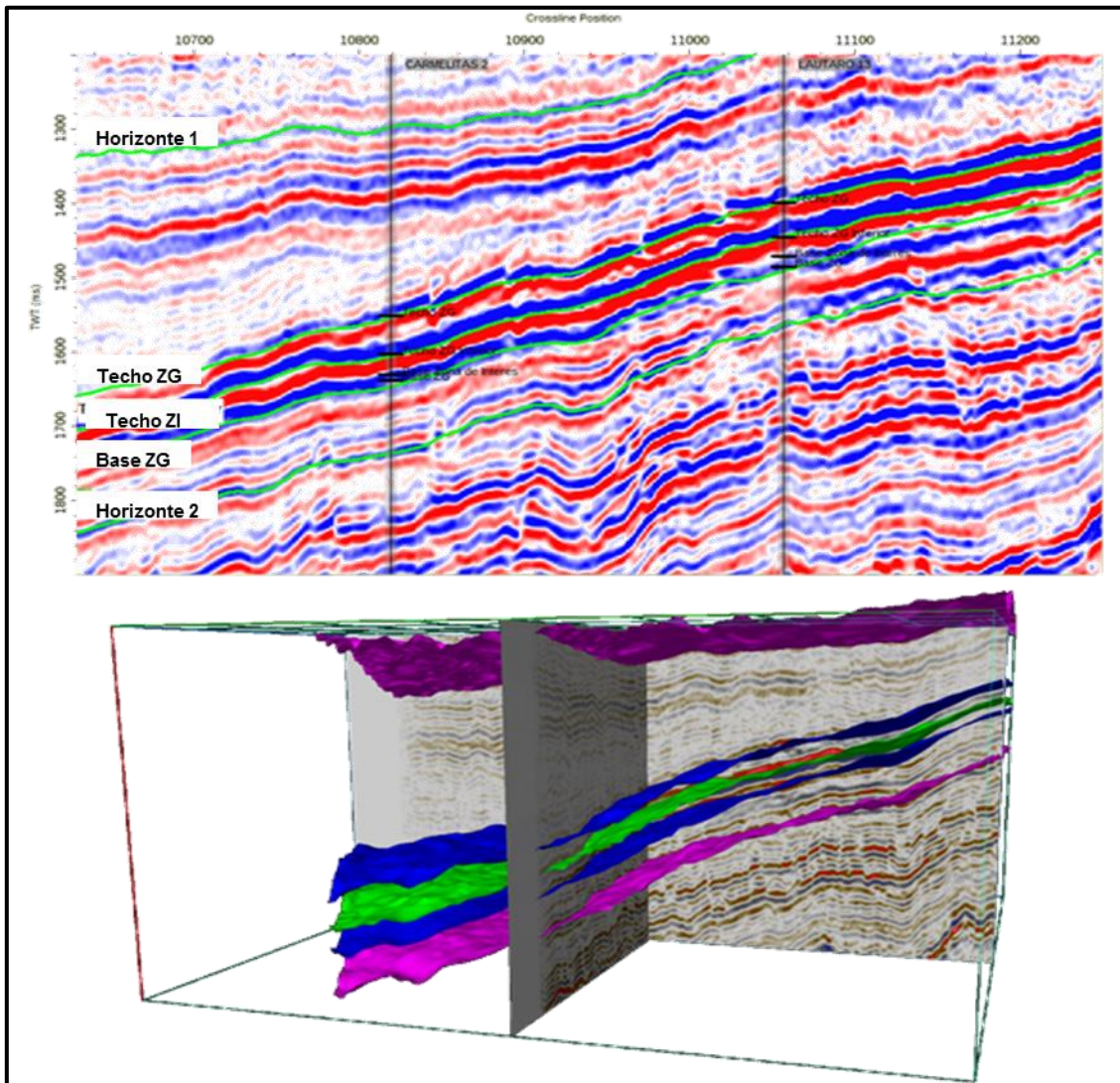


Figura 5.14: Horizontes interpretados a lo largo y ancho del cubo sísmico.

### 5.2.4.2 Interpolación y Filtrado.

Los modelos iniciales tienen como principal objetivo aportar las bajas frecuencias, que no poseen los registros sísmicos, por esta razón son muy importantes para la realización de la inversión simultánea.

Para la construcción de los modelos iniciales de cada uno de los atributos a invertir ( $I_p$ ,  $I_s$  y  $\rho$ ) se utilizaron herramientas geoestadísticas utilizando los datos de los registros de pozo y también los horizontes interpretados, siendo estos últimos los que proporcionan la continuidad en los distintos niveles en el cubo sísmico.

La interpolación se realiza mediante la técnica de *kriging* ordinario y será proporcional a la base y techo. Para hacer uso del *kriging* ordinario es necesario calcular variogramas que se ajusten a modelos teóricos.

Dado que se picaron 5 horizontes, se definieron 4 zonas: Techo (entre los horizontes Horizonte 1 y Techo ZG), ZG Superior (entre los horizontes Techo ZG y Techo ZI), Zona de Interés (entre los horizontes Techo ZI y Base ZG) y Base (entre los horizontes Base ZG y Horizonte 2).

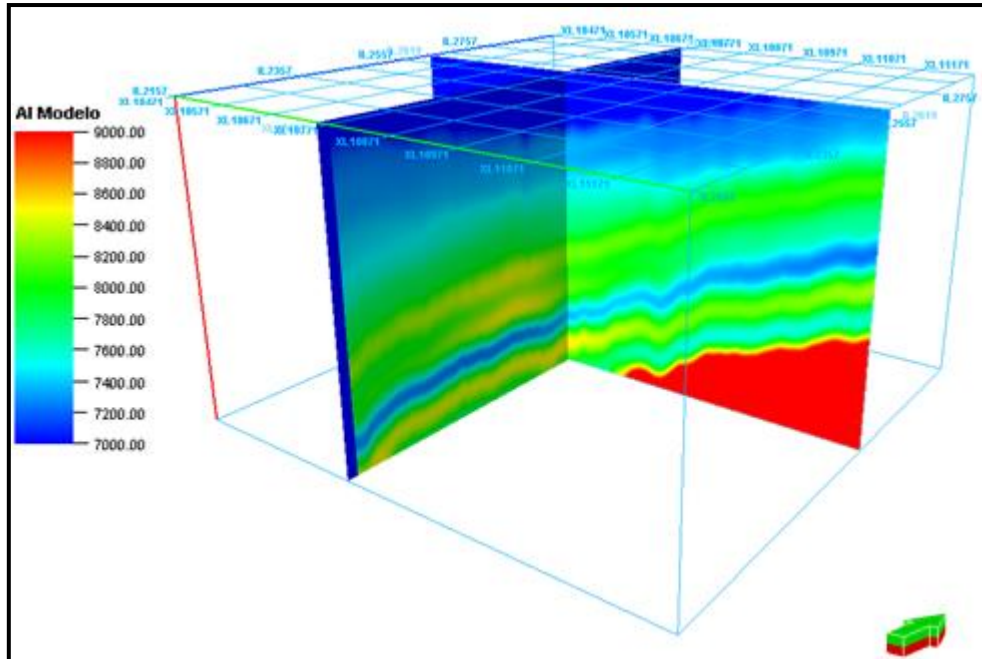
Para cada una de estas zonas y para cada uno de los atributos a invertir se calcularon variogramas, por lo que en total se calcularon 36 variogramas (Anexo III). A continuación, se muestran los valores extraídos a partir de los variogramas teóricos los cuales fueron ajustados a los variogramas experimentales (tabla 5.2).

<b><math>I_p</math></b>						
<b>Zona</b>	<b>Variograma Teórico</b>	<b>Azimuth</b>	<b>Umbral o sill</b>	<b>Rango en la dirección del azimuth</b>	<b>Rango perpendicular al azimuth</b>	<b>Rango vertical</b>
<b>Techo</b>	Esférico	15°	57574,477	10625,807	9051,613	2,3
<b>ZG Superior</b>	Esférico	15°	153802,203	19071,555	10724,193	1,8
<b>Zona de Interés</b>	Esférico	15°	255196,531	12347,581	7625	2,5
<b>Base</b>	Esférico	15°	348405,75	19000	10429,03	4
<b><math>I_s</math></b>						
<b>Zona</b>	<b>Variograma Teórico</b>	<b>Azimuth</b>	<b>Umbral o sill</b>	<b>Rango en la dirección del azimuth</b>	<b>Rango perpendicular al azimuth</b>	<b>Rango vertical</b>
<b>Techo</b>	Esférico	15°	70187,688	15348,55	21728,76	3
<b>ZG Superior</b>	Esférico	15°	59967,781	12035,48	8000	3,6
<b>Zona de Interés</b>	Esférico	15°	273485,438	14954,839	25698,18	6,5
<b>Base</b>	Esférico	15°	231992,563	15250	17056,17	6
<b><math>\rho</math></b>						
<b>Zona</b>	<b>Variograma Teórico</b>	<b>Azimuth</b>	<b>Umbral o sill</b>	<b>Rango en la dirección del azimuth</b>	<b>Rango perpendicular al azimuth</b>	<b>Rango vertical</b>
<b>Techo</b>	Esférico	15°	0,0005735	16626,914	10724,19	4

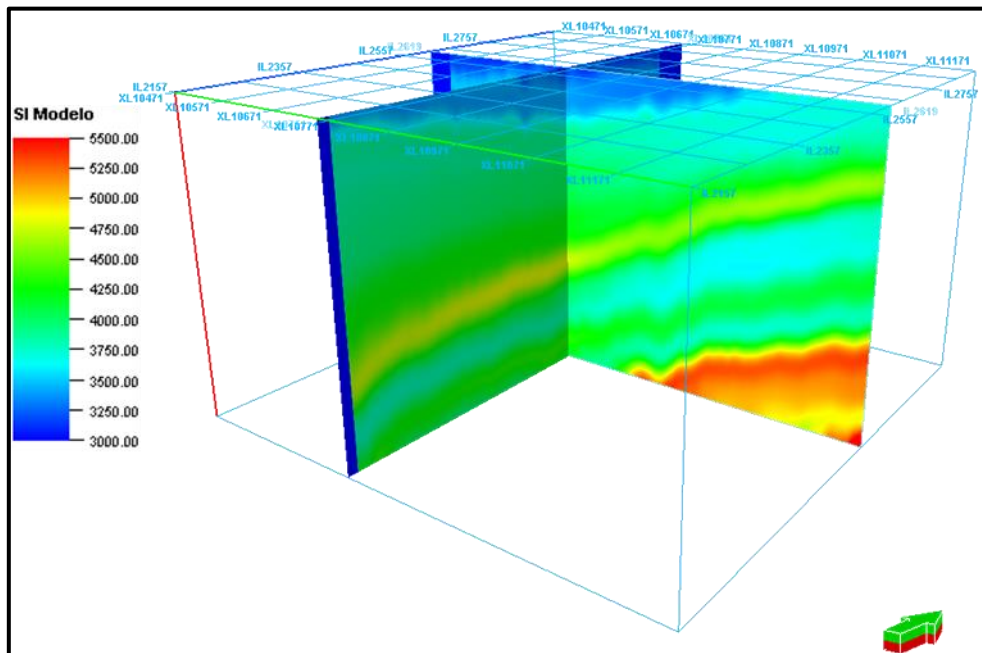
<b>ZG Superior</b>	Esférico	15°	0,001289	11019,354	13183,87	2,192
<b>Zona de Interés</b>	Esférico	15°	0,003432	22249,053	8707,26	2
<b>Base</b>	Esférico	15°	0,00108	11904,839	20493,811	3

**Tabla 5.2:** Parámetros de los variogramas teóricos a los cuales fueron adaptados los variogramas experimentales.

Una vez calculados los variogramas se procede a realizar la interpolación para finalmente aplicar un filtro pasa bajo definido por las frecuencias 10-15 Hz con el fin de recuperar solo las bajas frecuencias (Figuras 5.15, 5.16 y 5.17).



**Figura 5.15:** Modelo de baja frecuencia de  $I_p$ .



**Figura 5.16:** Modelo de baja frecuencia de  $I_s$ .

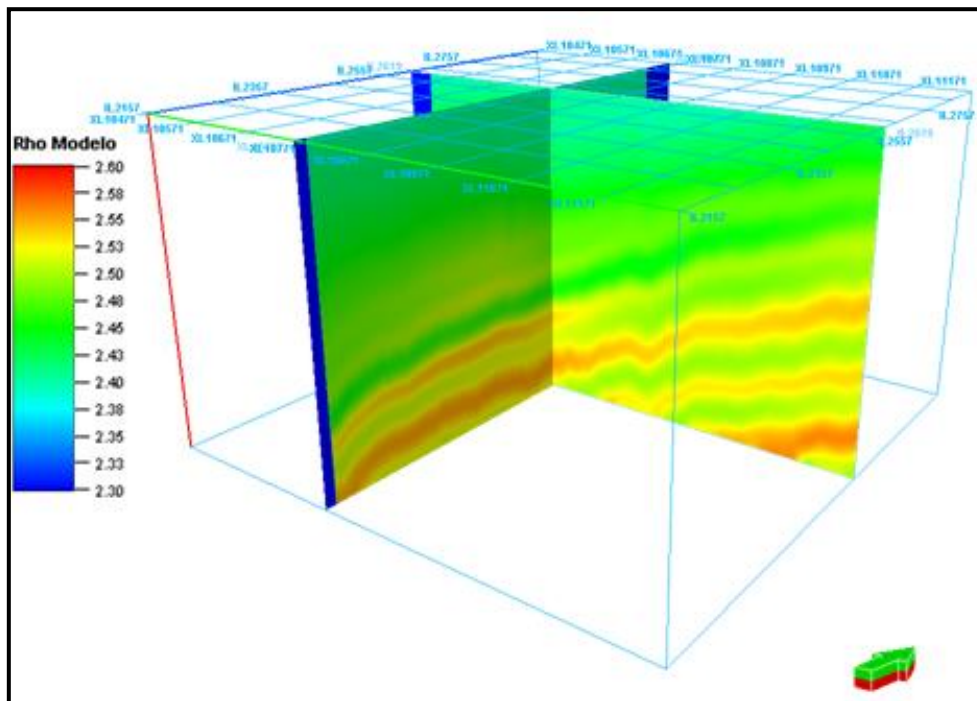


Figura 5.17: Modelo de baja frecuencia de densidad.

### 5.2.5 Inversión.

Una de las etapas finales para la obtención de los volúmenes de propiedades elásticas lo constituye la realización del procedimiento de inversión simultánea. Durante la inversión sísmica la información geológica de pozo y de sísmica pre-apilada fue combinada para crear modelos consistentes con todos los datos de entrada. El procedimiento de inversión consiste en modificar iterativamente los modelos iniciales hasta que una función objetivo (función error) alcance un valor suficientemente pequeño. Una vez alcanzado este valor la iteración finaliza y los últimos modelos son el resultado final de la inversión.

Para realizar la inversión se calculan los interceptos y pendientes de las líneas de tendencia de las relaciones log-log entre  $I_P$  e  $I_S$  y entre  $I_P$  y  $\rho$  (Figura 5.18). Los valores calculados son, respectivamente, 1,3441 y  $-1,6196$  y para la relación  $\log(I_P)$ - $\log(I_S)$ , y 0,3501 y  $-0,9742$  para la relación  $\log(I_P)$ - $\log(\rho)$ .

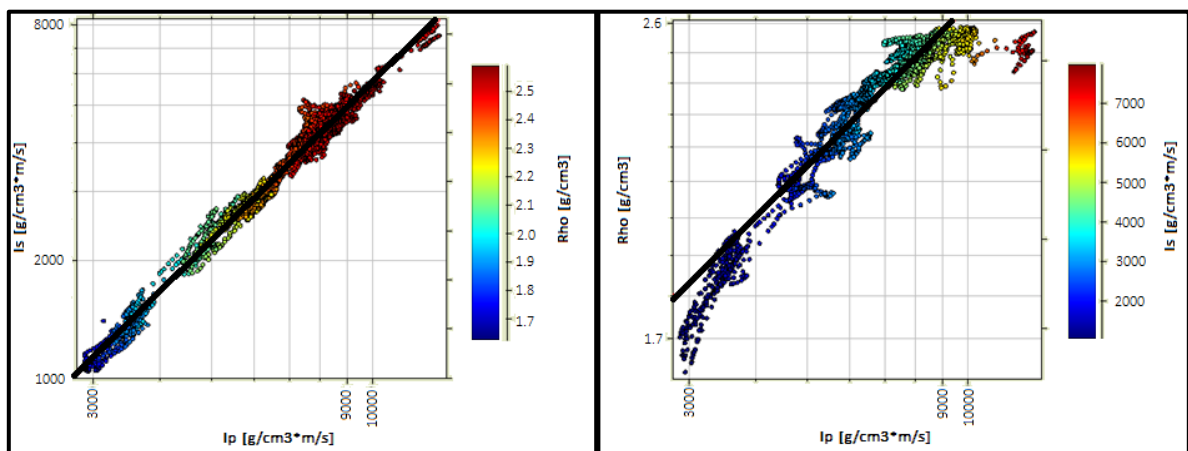


Figura 5. 18: Gráficos en escala log-log de  $I_S$  vs  $I_P$  y densidad vs  $I_P$ . En negro las líneas de tendencia.

Como se vio anteriormente la función objetivo consta de 2 partes, una parte sísmica donde se comparan las trazas sísmicas reales con las trazas sísmicas sintéticas y otra parte geológica donde se comparan los modelos actualizados en cada iteración con los modelos iniciales. La parte geológica esta multiplicada por un factor, llamado peso del modelo ( $M_w$ ), el cual controla cuanto influye el modelo inicial en el resultado de la inversión. Este factor se aplica como un peso global, es decir, sobre todos los valores invertidos. Pero se utilizan factores separados para controlar como se aplica la ponderación para cada una de las salidas individuales. En este trabajo mediante un procedimiento de prueba y error se definió el valor para el peso del modelo en 0,05 y valores para los factores de impedancia P y S de 1 y para la densidad de 2, es decir, que el peso del modelo para la densidad será el doble (0,1) que para  $I_p$  e  $I_s$  (0,05).

La inversión simultánea se realiza en una ventana que empieza 200 ms sobre el horizonte Techo ZG y termina 100 ms bajo el horizonte Base ZG, esto para ser consistente con la ventana en la cual se extrajeron las ondículas para cada pozo.

### 5.2.6 Control de Calidad de Volúmenes Invertidos.

Con el objetivo de aumentar la confiabilidad del algoritmo utilizado se realizaron 7 inversiones. En cada una de estas inversiones se dejaron distintos pozos ciegos, es decir, pozos que no fueron utilizados para la construcción del modelo inicial y sus ondículas extraídas tampoco fueron utilizadas. Estos pozos ciegos son los puntos de control de cada inversión ya que son utilizados para comparar la consistencia de los parámetros elásticos obtenidos con datos de pozo con aquellos obtenidos con el procesamiento sísmico. Los pozos utilizados para cada inversión son (tabla 5.3):

Pozos	Inversión número:						
	1	2	3	4	5	6	7
Punta Piedra ZG-1	✓	X	X	X	✓	X	✓
Cabaña Norte-1	X	✓	✓	✓	X	✓	✓
Cabaña ZG-3	X	X	X	X	X	X	✓
Cabaña Oeste ZG-4	✓	✓	✓	X	✓	✓	✓
Cabaña Sur ZG-1	X	X	X	X	X	X	✓
Carmelitas-1	✓	✓	✓	✓	X	X	✓
Carmelitas-2	X	X	X	X	✓	✓	✓
Rio del Oro ZG-3	✓	✓	X	✓	✓	✓	✓
Lautaro-13	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓

**Tabla 5.3:** Pozos ciegos y pozos utilizados para cada inversión. (X) pozo ciego; (✓) pozo utilizado.

Una vez realizada la inversión se obtienen 3 cubos correspondientes a los parámetros  $I_p$ ,  $I_s$  y  $\rho$  (figuras 5.19, 5.20 y 5.21), además de 4 cubos sísmicos sintéticos y 4 cubos residuales (uno para cada *stack* parcial).



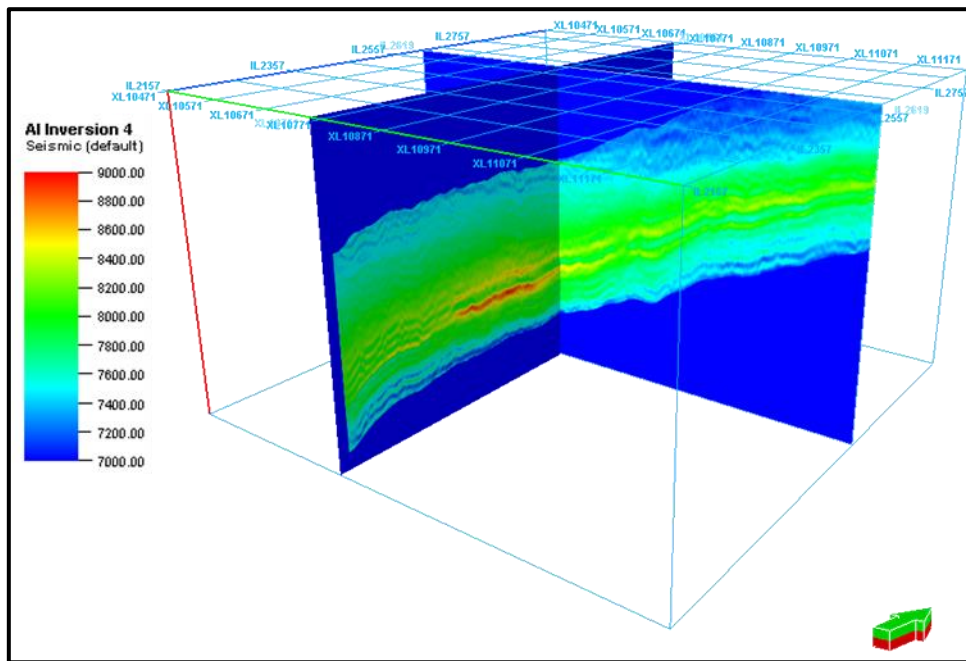


Figura 5.19: Cubo de  $I_p$  resultante de la inversión 4.

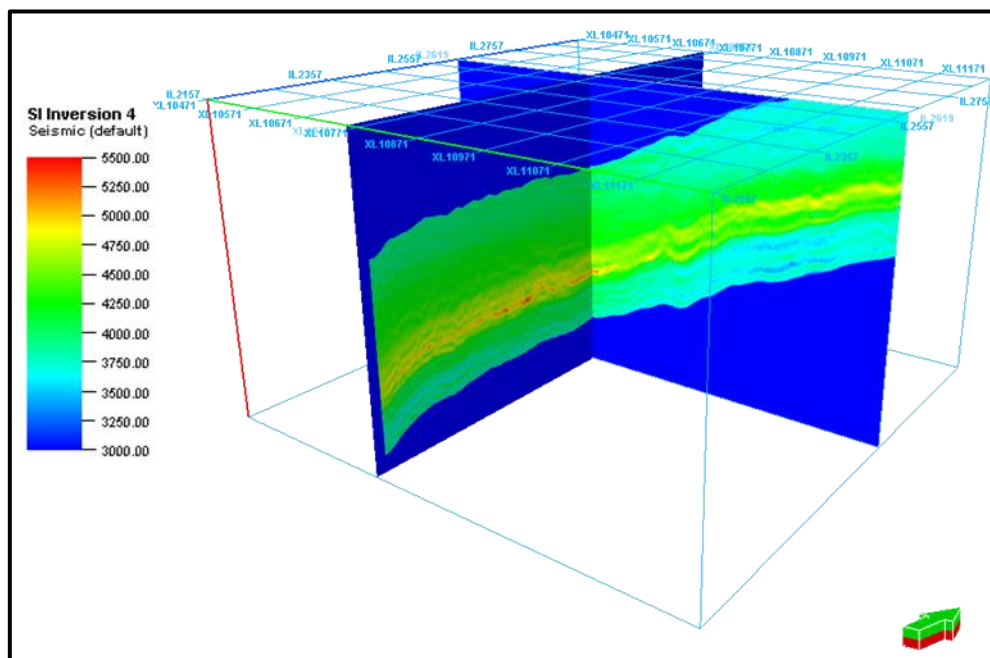


Figura 5.20: Cubo de  $I_s$  resultante de la inversión 4.

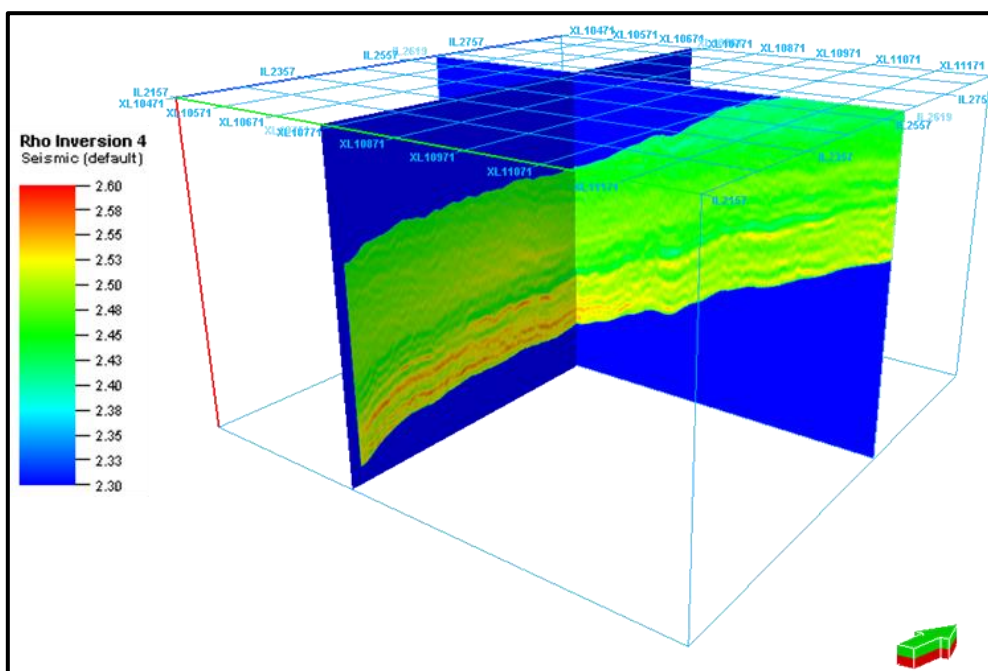


Figura 5.21: Cubo de  $\rho$  resultante de la inversión 4.

Luego de obtener los cubos de los parámetros  $I_p$ ,  $I_s$  y  $\rho$ , se calculan 2 cubos extras correspondientes a los parámetros  $\lambda$  y  $\mu$ , para finalmente calcular la correlación cruzada que existe entre los valores invertidos y los registros de pozos para estos 5 parámetros. (Tabla 5.4).

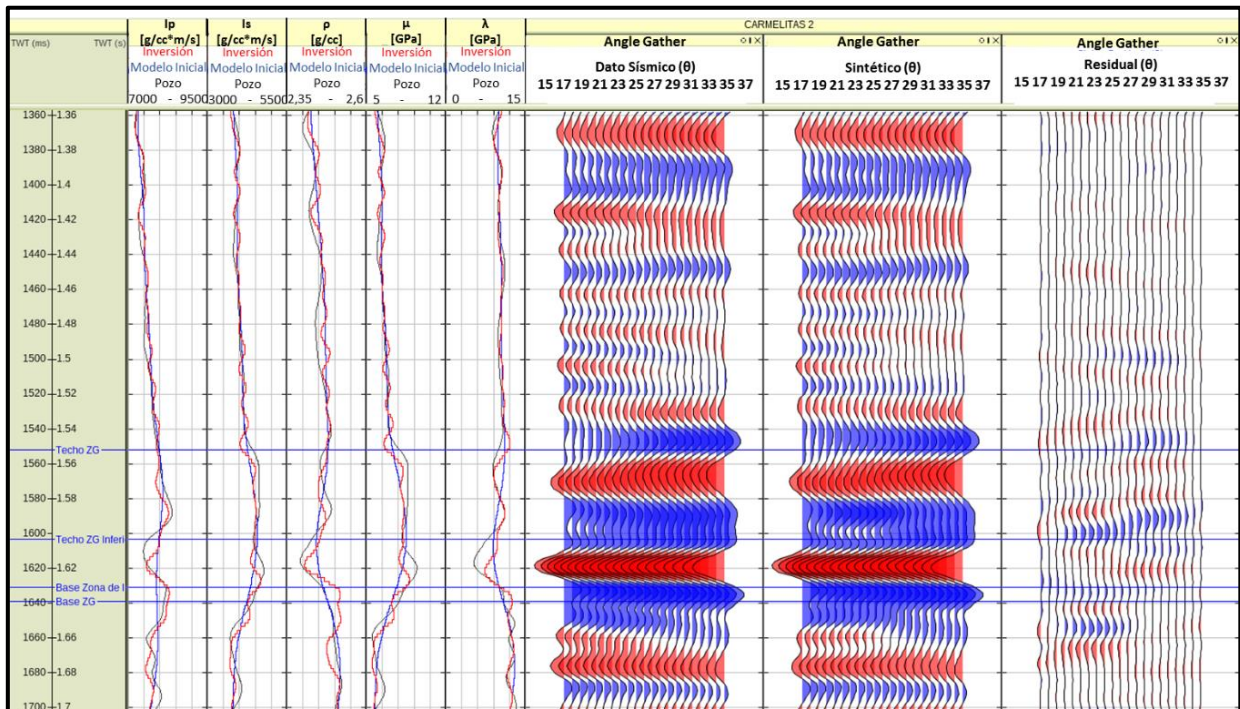
<b>Inversión 1</b>	<b><math>I_p</math></b>	<b><math>I_s</math></b>	<b><math>\rho</math></b>	<b><math>\lambda</math></b>	<b><math>\mu</math></b>
Cabaña Norte-1*	0.70816	0.91094	0.90236	0.77679	0.92039
Cabaña Oeste ZG-4	0.80963	0.9657	0.7965	0.8966	0.97283
Cabaña Sur ZG-1*	0.8975	0.85853	0.78446	0.88041	0.85849
Cabaña ZG-3*	0.87364	0.89197	0.91586	0.88667	0.90328
Carmelitas-1	0.88611	0.94435	0.90365	0.93036	0.95029
Carmelitas-2*	0.85081	0.89924	0.85994	0.85107	0.91546
Lautaro-13	0.89745	0.92115	0.87558	0.80497	0.92398
Punta Piedra ZG-1	0.88434	0.9486	0.88828	0.95188	0.95193
Rio del Oro ZG-3	0.91022	0.94737	0.75672	0.91968	0.95889
<b>Promedio</b>	<b>0.85754</b>	<b>0.92087</b>	<b>0.85371</b>	<b>0.8776</b>	<b>0.92839</b>
<b>Inversión 2</b>	<b><math>I_p</math></b>	<b><math>I_s</math></b>	<b><math>\rho</math></b>	<b><math>\lambda</math></b>	<b><math>\mu</math></b>
Cabaña Norte-1	0.81098	0.95313	0.90261	0.92698	0.95879
Cabaña Oeste ZG-4	0.7861	0.96731	0.76224	0.90567	0.97523
Cabaña Sur ZG-1*	0.90155	0.87387	0.7753	0.90675	0.87364
Cabaña ZG-3*	0.8671	0.82908	0.86342	0.92647	0.84565
Carmelitas-1	0.88733	0.94209	0.89284	0.93227	0.9493
Carmelitas-2*	0.86936	0.91251	0.87081	0.8477	0.92642
Lautaro-13	0.91606	0.92538	0.87478	0.8165	0.9278
Punta Piedra ZG-1*	0.73949	0.90212	0.76188	0.8519	0.91121
Rio del Oro ZG-3	0.91631	0.94891	0.73285	0.92164	0.96027

<b>Promedio</b>	<b>0.85492</b>	<b>0.91715</b>	<b>0.8263</b>	<b>0.89288</b>	<b>0.92537</b>
<b>Inversión 3</b>	<b>I<sub>p</sub></b>	<b>I<sub>s</sub></b>	<b>ρ</b>	<b>λ</b>	<b>μ</b>
Cabaña Norte-1	0.81567	0.95298	0.90505	0.93056	0.95815
Cabaña Oeste ZG-4	0.72878	0.96834	0.77297	0.85849	0.97605
Cabaña Sur ZG-1*	0.87493	0.86415	0.78305	0.81726	0.86754
Cabaña ZG-3*	0.8487	0.8182	0.85377	0.92327	0.83616
Carmelitas-1	0.89153	0.942	0.88212	0.92869	0.9494
Carmelitas-2*	0.87226	0.91764	0.87991	0.85379	0.93066
Lautaro-13	0.91774	0.92608	0.86855	0.83903	0.92922
Punta Piedra ZG-1*	0.74076	0.8991	0.76328	0.84607	0.9082
Rio del Oro ZG-3*	0.81195	0.91822	0.72248	0.70104	0.93582
<b>Promedio</b>	<b>0.83359</b>	<b>0.91186</b>	<b>0.82569</b>	<b>0.85491</b>	<b>0.92124</b>
<b>Inversión 4</b>	<b>I<sub>p</sub></b>	<b>I<sub>s</sub></b>	<b>ρ</b>	<b>λ</b>	<b>μ</b>
Cabaña Norte-1	0.8121	0.95329	0.90175	0.92669	0.95906
Cabaña Oeste ZG-4*	0.8009	0.90424	0.71143	0.82234	0.91504
Cabaña Sur ZG-1*	0.92133	0.88358	0.79237	0.89318	0.8837
Cabaña ZG-3*	0.8731	0.8094	0.8542	0.90233	0.82331
Carmelitas-1	0.88387	0.9336	0.89682	0.92564	0.94129
Carmelitas-2*	0.86994	0.91651	0.87709	0.86012	0.92959
Lautaro-13	0.92277	0.93272	0.88533	0.83467	0.9352
Punta Piedra ZG-1*	0.74298	0.88195	0.75709	0.80319	0.89045
Rio del Oro ZG-3	0.91789	0.94616	0.74573	0.91527	0.9565
<b>Promedio</b>	<b>0.86054</b>	<b>0.90683</b>	<b>0.82465</b>	<b>0.87594</b>	<b>0.9149</b>
<b>Inversión 5</b>	<b>I<sub>p</sub></b>	<b>I<sub>s</sub></b>	<b>ρ</b>	<b>λ</b>	<b>μ</b>
Cabaña Norte-1*	0.73785	0.91107	0.89594	0.77745	0.92111
Cabaña Oeste ZG-4	0.8188	0.95613	0.79389	0.89998	0.96457
Cabaña Sur ZG-1*	0.90303	0.85041	0.82449	0.86957	0.85179
Cabaña ZG-3*	0.89063	0.8809	0.92844	0.86085	0.89012
Carmelitas-1*	0.87375	0.91685	0.88355	0.87026	0.92591
Carmelitas-2	0.84765	0.92497	0.89467	0.91024	0.93758
Lautaro-13	0.90761	0.93876	0.8935	0.82039	0.93987
Punta Piedra ZG-1	0.88917	0.93821	0.88643	0.95224	0.94232
Rio del Oro ZG-3	0.91982	0.9419	0.77122	0.91939	0.95405
<b>Promedio</b>	<b>0.86537</b>	<b>0.91769</b>	<b>0.86357</b>	<b>0.8756</b>	<b>0.92526</b>
<b>Inversión 6</b>	<b>I<sub>p</sub></b>	<b>I<sub>s</sub></b>	<b>ρ</b>	<b>λ</b>	<b>μ</b>
Cabaña Norte-1	0.82327	0.95325	0.89572	0.92929	0.95913
Cabaña Oeste ZG-4	0.80089	0.96284	0.76477	0.9073	0.971
Cabaña Sur ZG-1*	0.90756	0.87161	0.80146	0.90054	0.87165
Cabaña ZG-3*	0.88025	0.82645	0.88468	0.91946	0.84145
Carmelitas-1*	0.87403	0.91708	0.84615	0.87107	0.92724
Carmelitas-2	0.87088	0.93439	0.90256	0.90161	0.94451
Lautaro-13	0.92531	0.9395	0.88745	0.83119	0.94062

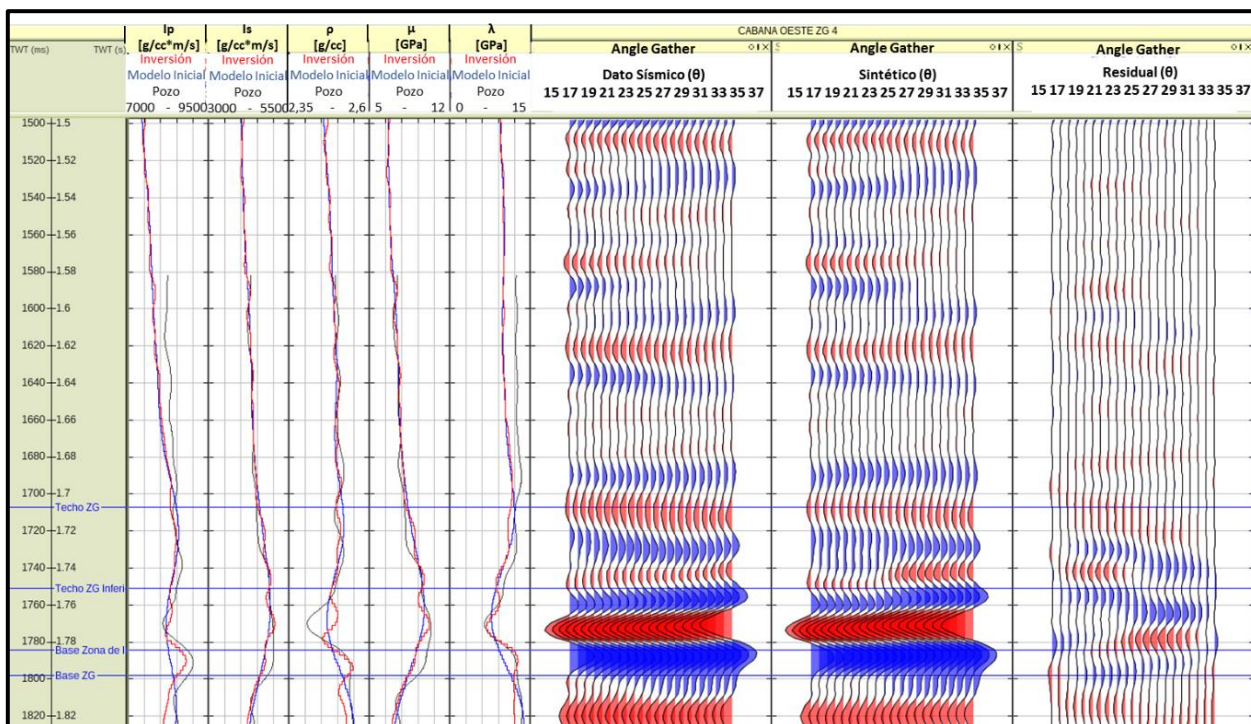
Punta Piedra ZG-1*	0.74685	0.90049	0.7509	0.85404	0.90859
Rio del Oro ZG-3	0.92516	0.95044	0.74031	0.9221	0.96176
<b>Promedio</b>	<b>0.86158</b>	<b>0.91734</b>	<b>0.83045</b>	<b>0.89296</b>	<b>0.9251</b>
<b>Inversión 7</b>	<b><math>I_p</math></b>	<b><math>I_s</math></b>	<b><math>\rho</math></b>	<b><math>\lambda</math></b>	<b><math>\mu</math></b>
Cabaña Norte-1	0.80337	0.95031	0.90609	0.92604	0.95599
Cabaña Oeste ZG-4	0.81614	0.96417	0.79732	0.90016	0.97128
Cabaña Sur ZG-1	0.95117	0.94818	0.79292	0.93006	0.95205
Cabaña ZG-3	0.91281	0.94174	0.88932	0.95687	0.95227
Carmelitas-1	0.89223	0.94406	0.90047	0.92611	0.95073
Carmelitas-2	0.86292	0.92389	0.90872	0.88972	0.9359
Lautaro-13	0.90881	0.92164	0.87985	0.79492	0.92353
Punta Piedra ZG-1	0.88729	0.95923	0.89788	0.9528	0.96111
Rio del Oro ZG-3	0.92151	0.95458	0.76352	0.91443	0.96503
<b>Promedio</b>	<b>0.88403</b>	<b>0.94531</b>	<b>0.85956</b>	<b>0.91012</b>	<b>0.95199</b>

**Tabla 5.4:** Correlación cruzada entre los valores resultantes de la inversión y los registros de pozo. (\*) Pozos ciegos.

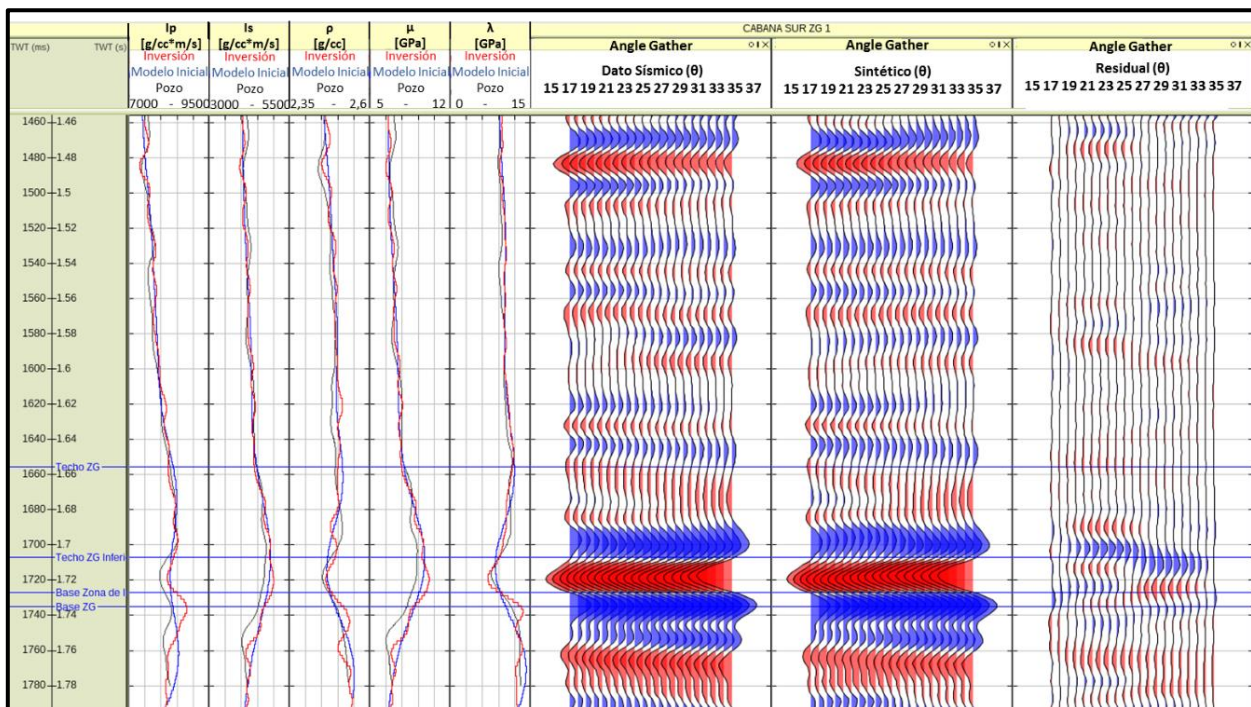
En las figuras 5.22 a la 5.26 se pueden observar, a modo de ejemplo, las curvas obtenidas de los cubos invertidos y los registros de pozos, además de 3 *angle gather* que representan la sísmica real, la sísmica sintética y el residual en la posición de cada pozo ciego para la inversión 4.



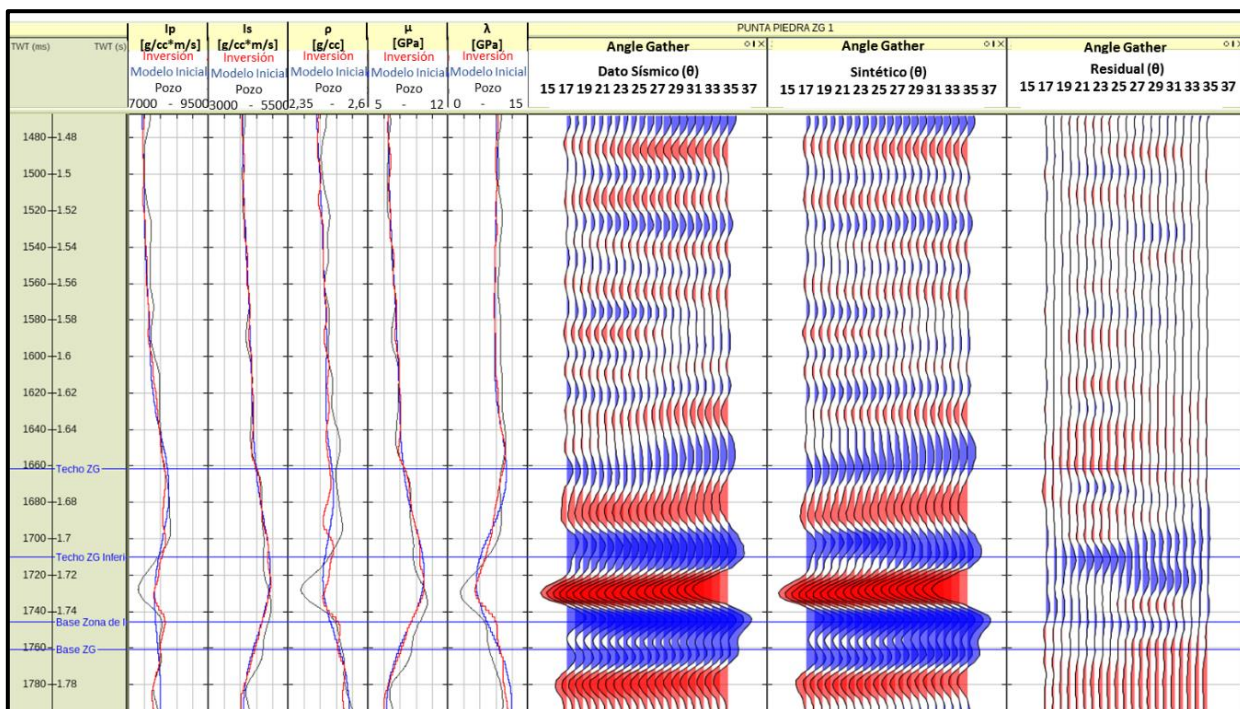
**Figura 5.22:** Curvas invertidas, registros de pozos y *angle gather* sísmico real, sintético y residual para el pozo ciego Carmelitas-2 para la inversión 4. Tracks 1 a 5 se presentan los parámetros  $I_p$ ,  $I_s$ ,  $\rho$ ,  $\mu$  y  $\lambda$  respectivamente, en rojo las curvas invertidas, en negro los registros de pozo y en azul el modelo de baja frecuencia. Tracks 6 a 8 se presentan los *angle gather* reales, sintéticos y residuales en la posición del pozo.



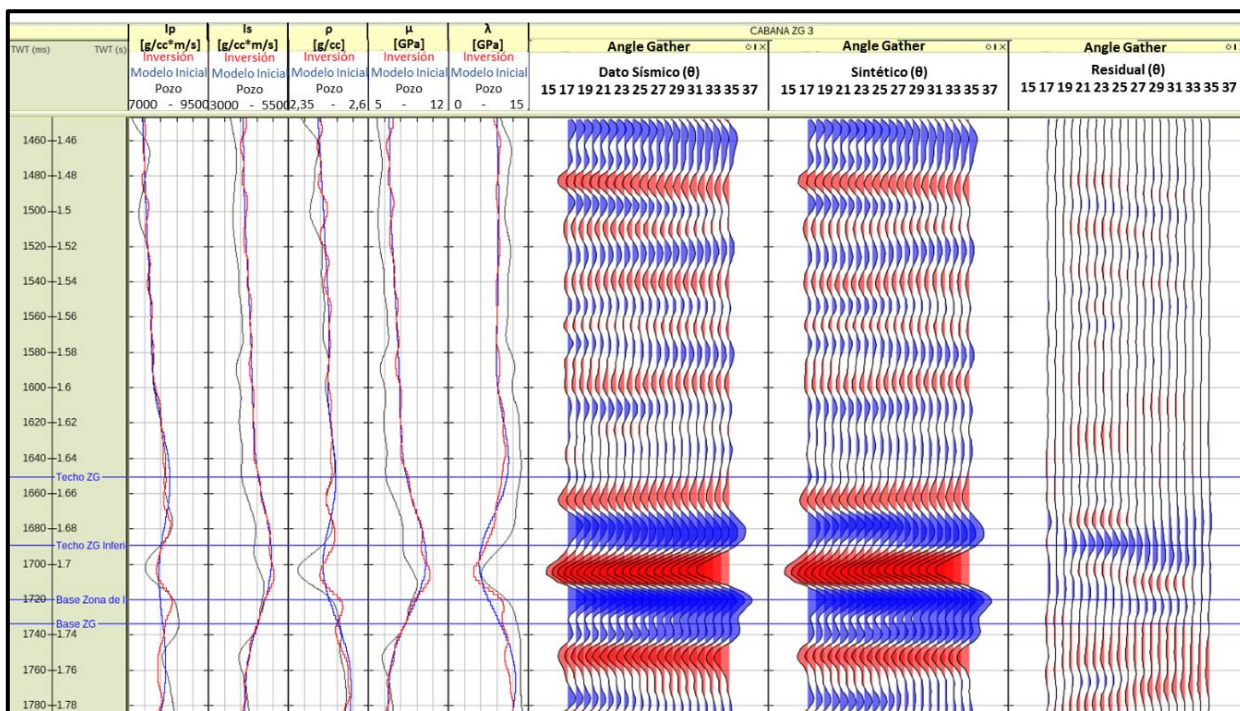
**Figura 5.23:** Curvas invertidas, registros de pozos y *angle gather* sísmico real, sintético y residual para el pozo ciego Cabaña Oeste ZG-4 para la inversión 4. Tracks 1 a 5 se presentan los parámetros  $I_p$ ,  $I_s$ ,  $\rho$ ,  $\mu$  y  $\lambda$  respectivamente, en rojo las curvas invertidas, en negro los registros de pozo y en azul el modelo de baja frecuencia. Tracks 6 a 8 se presentan los *angle gather* reales, sintéticos y residuales en la posición del pozo.



**Figura 5.24:** Curvas invertidas, registros de pozos y *angle gather* sísmico real, sintético y residual para el pozo ciego Cabaña Sur ZG-1 para la inversión 4. Tracks 1 a 5 se presentan los parámetros  $I_p$ ,  $I_s$ ,  $\rho$ ,  $\mu$  y  $\lambda$  respectivamente, en rojo las curvas invertidas, en negro los registros de pozo y en azul el modelo de baja frecuencia. Tracks 6 a 8 se presentan los *angle gather* reales, sintéticos y residuales en la posición del pozo.



**Figura 5.25:** Curvas invertidas, registros de pozos y *angle gather* sísmico real, sintético y residual para el pozo ciego Punta Piedra ZG-1 para la inversión 4. *Tracks* 1 a 5 se presentan los parámetros  $I_p$ ,  $I_s$ ,  $\rho$ ,  $\mu$  y  $\lambda$  respectivamente, en rojo las curvas invertidas, en negro los registros de pozo y en azul el modelo de baja frecuencia. *Tracks* 6 a 8 se presentan los *angle gather* reales, sintéticos y residuales en la posición del pozo.



**Figura 5.26:** Curvas invertidas, registros de pozos y *angle gather* sísmico real, sintético y residual para el pozo ciego Cabaña ZG-3 para la inversión 4. *Tracks* 1 a 5 se presentan los parámetros  $I_p$ ,  $I_s$ ,  $\rho$ ,  $\mu$  y  $\lambda$  respectivamente, en rojo las curvas invertidas, en negro los registros de pozo y en azul el modelo de baja frecuencia. *Tracks* 6 a 8 se presentan los *angle gather* reales, sintéticos y residuales en la posición del pozo.

Los resultados de las 7 inversiones son aceptables ya que se obtuvo una buena correspondencia entre las curvas de los parámetros invertidos con respecto a los parámetros

calculados con los registros de pozo con correlaciones cruzadas sobre 0,7 para todos los parámetros en todos los pozos (incluyendo los pozos ciegos). Además los cubos sintéticos son muy parecidos a los cubos sísmicos de entrada esto confirmado por sus espectros de amplitud muy similares y porque las amplitudes en los cubos sísmicos residuales tienen una magnitud muy pequeña en comparación con la sísmica real y la sísmica sintética (figuras 5.27 a 5.34).

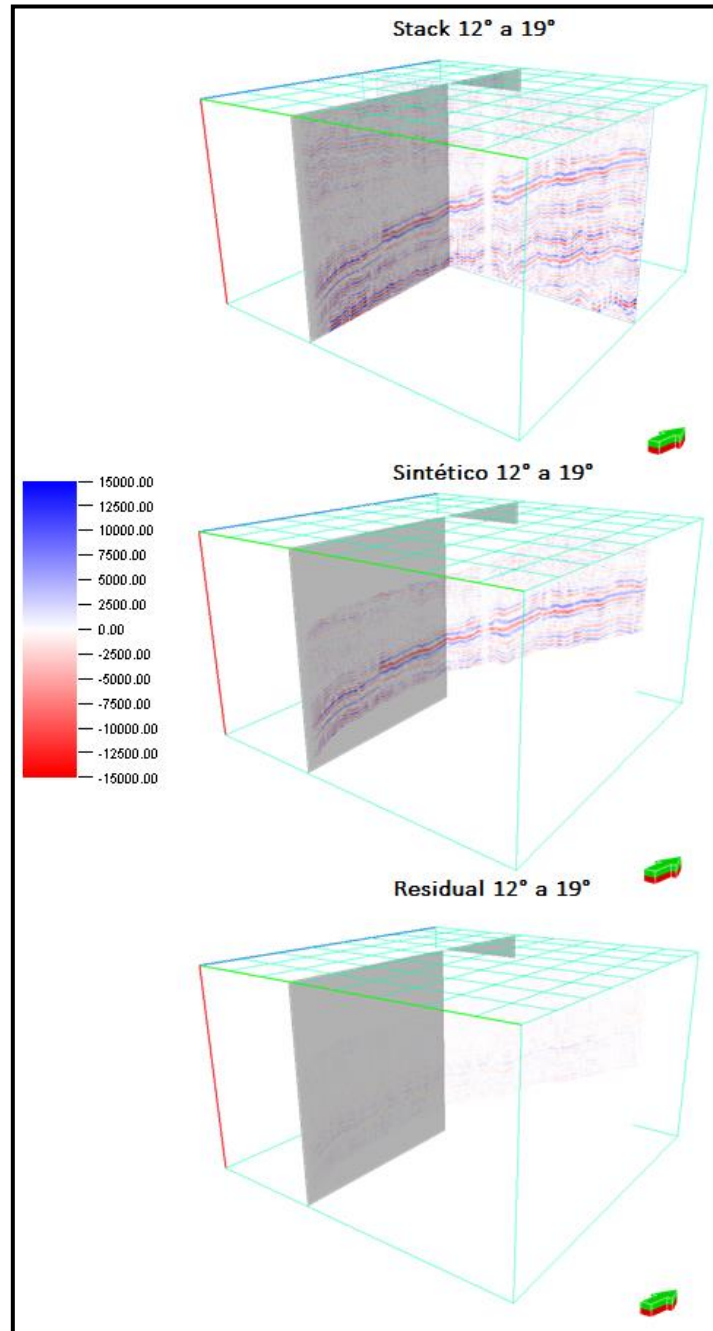


Figura 5.27: Stack parcial real, sintético y residual para el rango 12° a 19°.

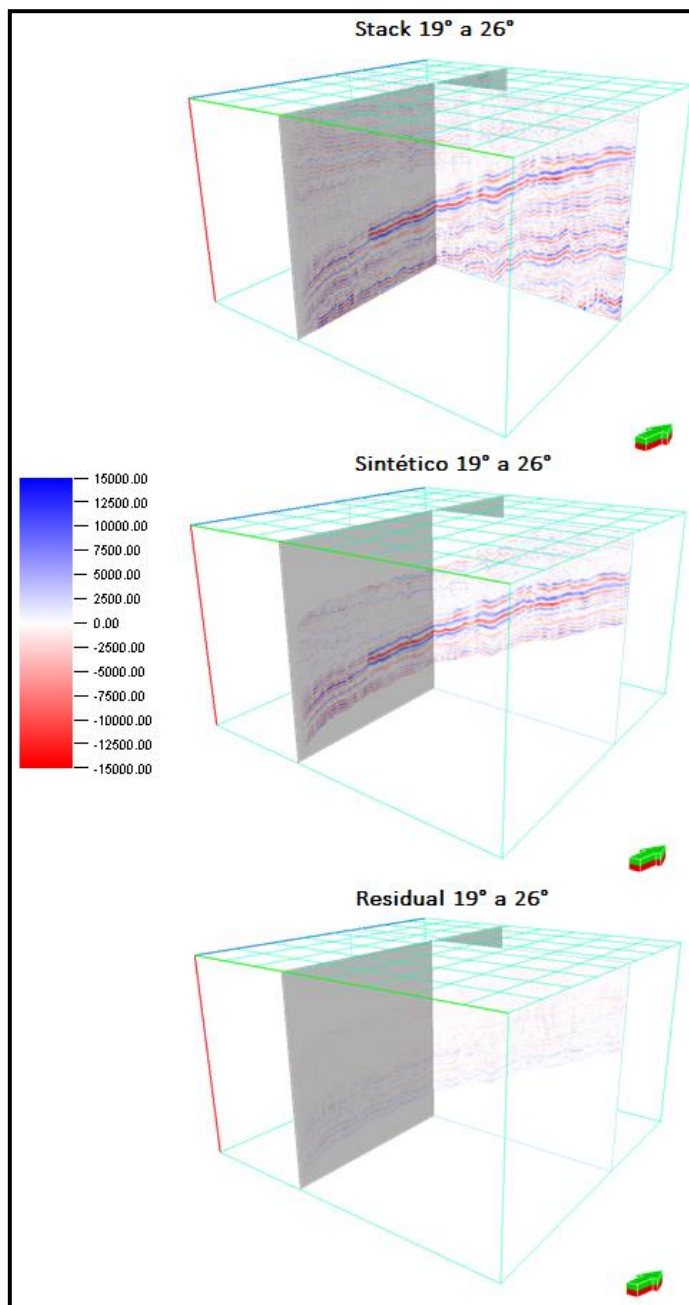
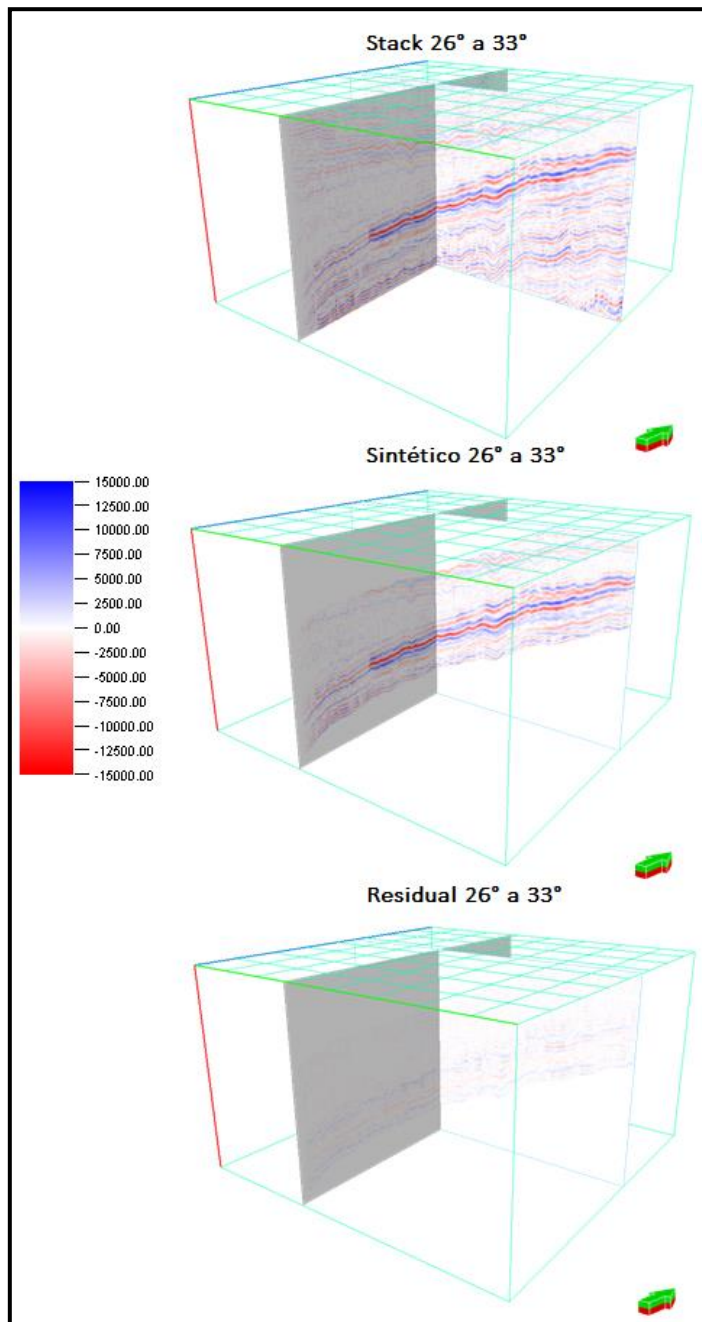
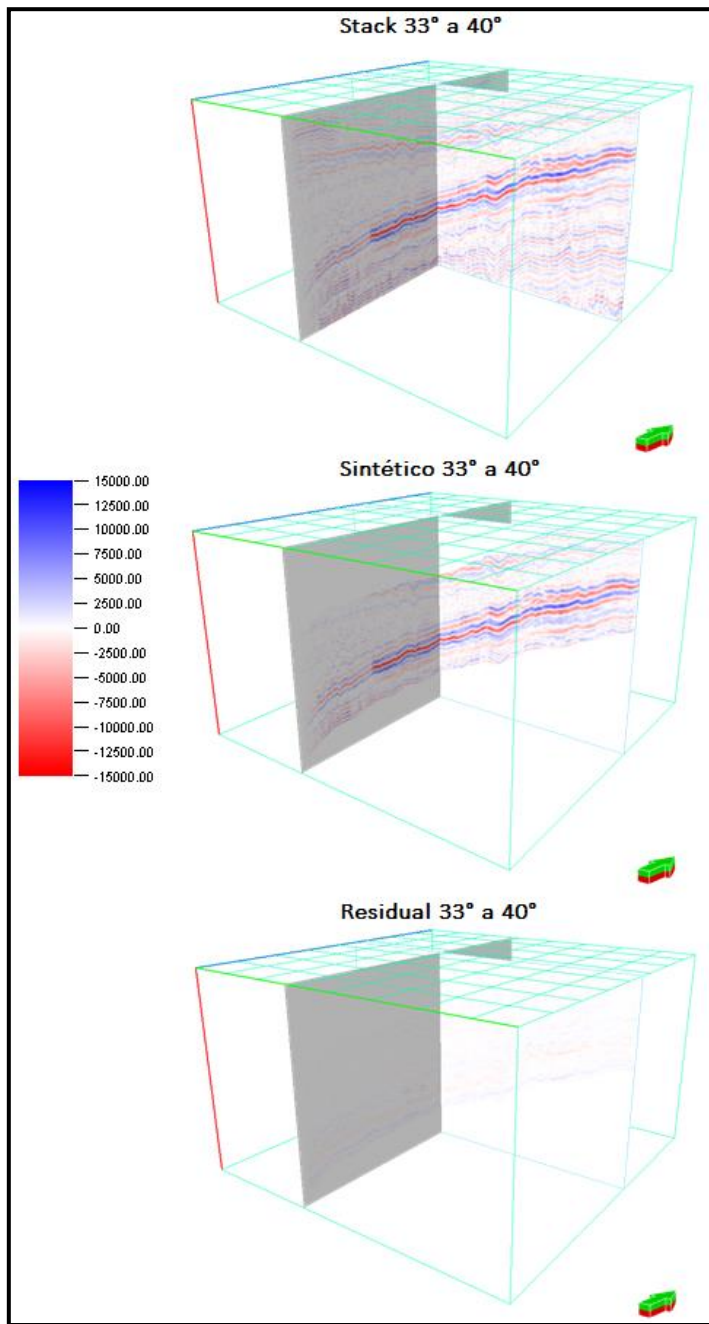


Figura 5.28: *Stack* parcial real, sintético y residual para el rango 19° a 26°.

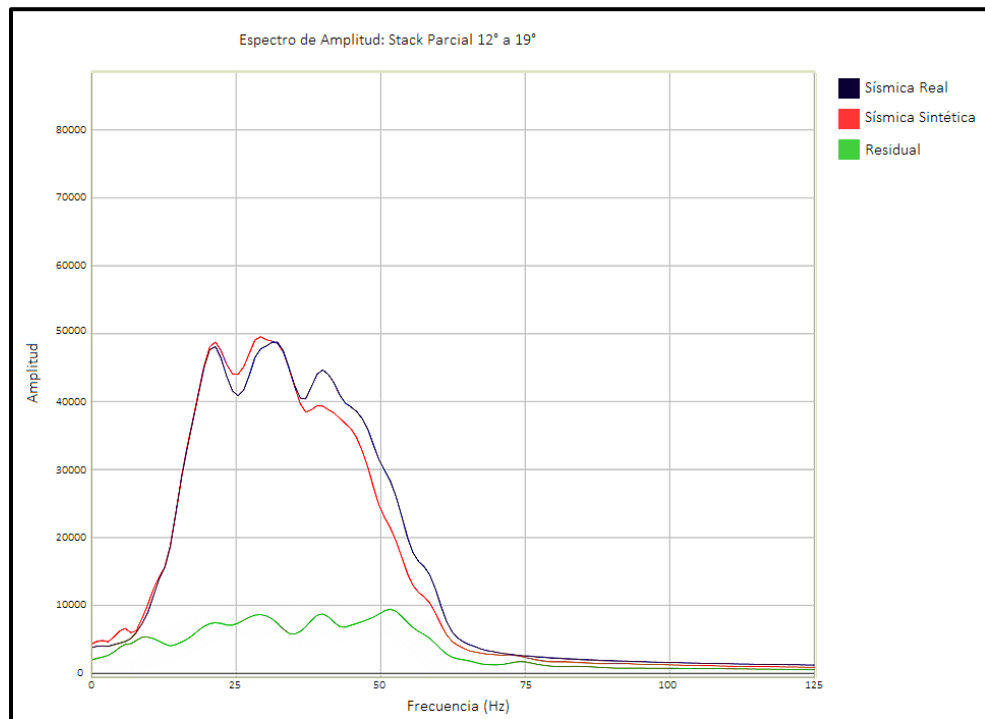




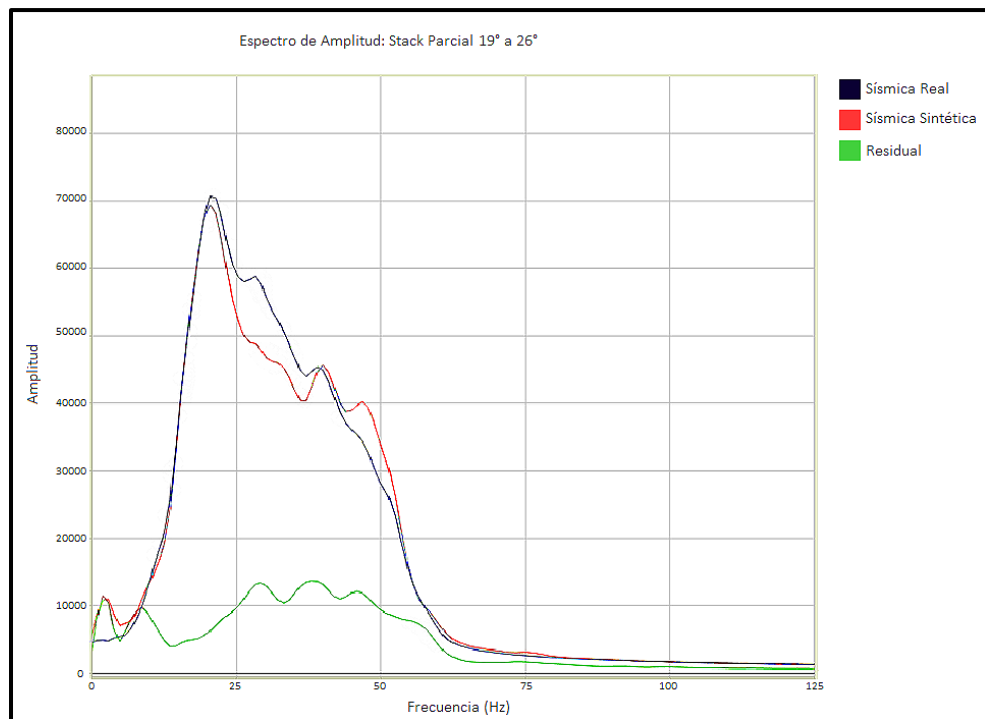
**Figura 5.29:** Stack parcial real, sintético y residual para el rango 26° a 33°.



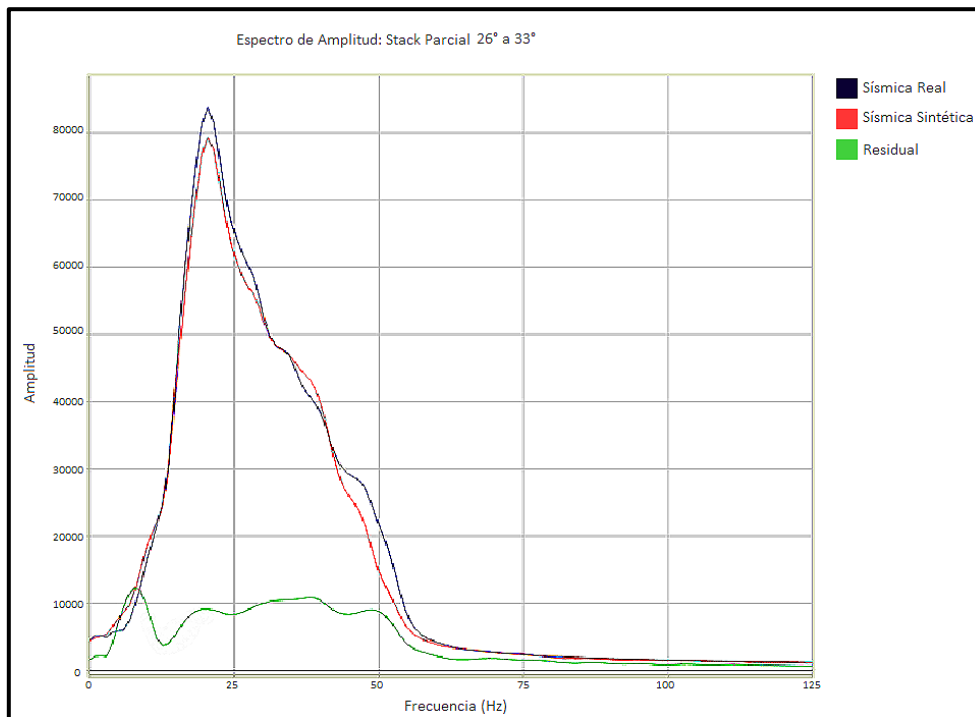
**Figura 5.30:** *Stack* parcial real, sintético y residual para el rango 33° a 40°.



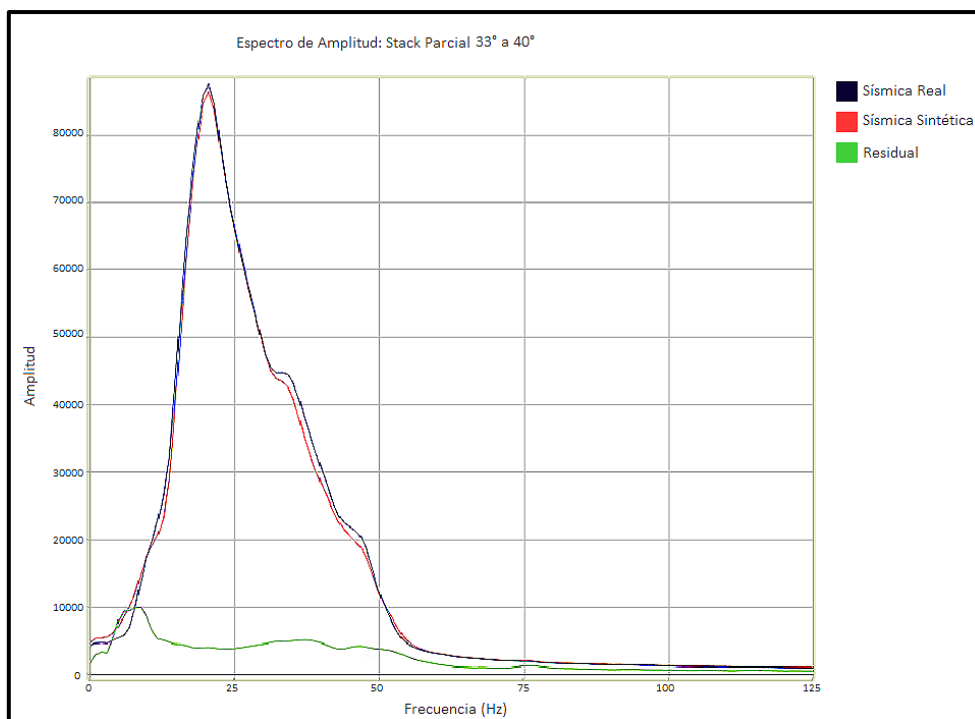
**Figura 5.31:** Espectro de amplitud de los cubos sísmicos para el rango 12° a 19°. En azul la sísmica real, en rojo la sísmica sintética y en verde el residual.



**Figura 5.32:** Espectro de amplitud de los cubos sísmicos para el rango 19° a 26°. En azul la sísmica real, en rojo la sísmica sintética y en verde el residual.



**Figura 5.33:** Espectro de amplitud de los cubos sísmicos para el rango 33° a 40°. En azul la sísmica real, en rojo la sísmica sintética y en verde el residual.



**Figura 5.34:** Espectro de amplitud de los cubos sísmicos para el rango 33° a 40°. En azul la sísmica real, en rojo la sísmica sintética y en verde el residual.

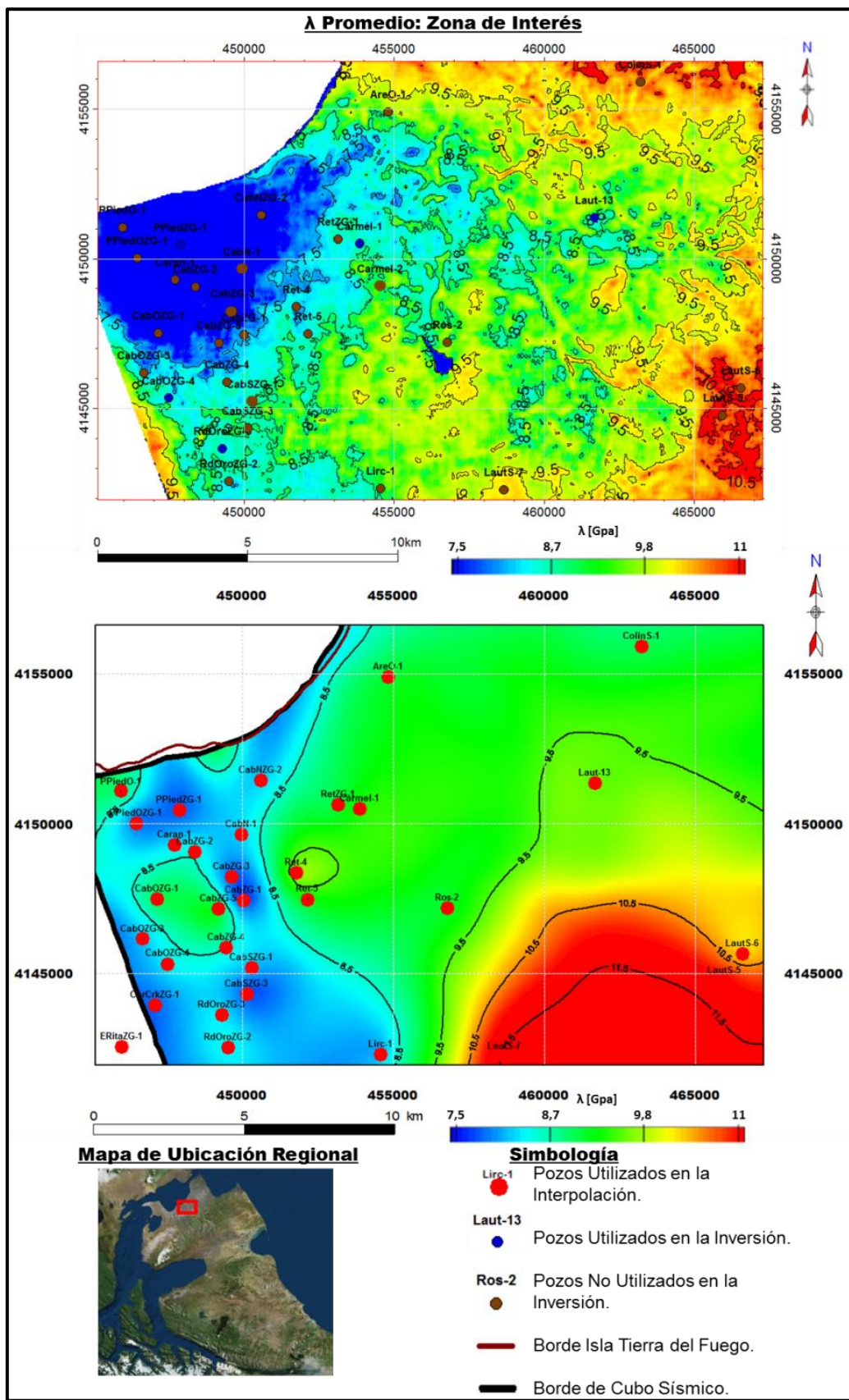
### 5.2.7 Mapas de Distribución de la Zona de Interés.

Para poder efectuar el análisis de los resultados obtenidos se generan mapas de distribución de los promedios de los módulos elásticos ( $\lambda$ ,  $\mu$ ,  $\lambda/\mu$ , E y  $\nu$ ) en la Zona de Interés utilizando los cubos obtenidos de la Inversión 1 y además se generan mapas de distribución de los mismo

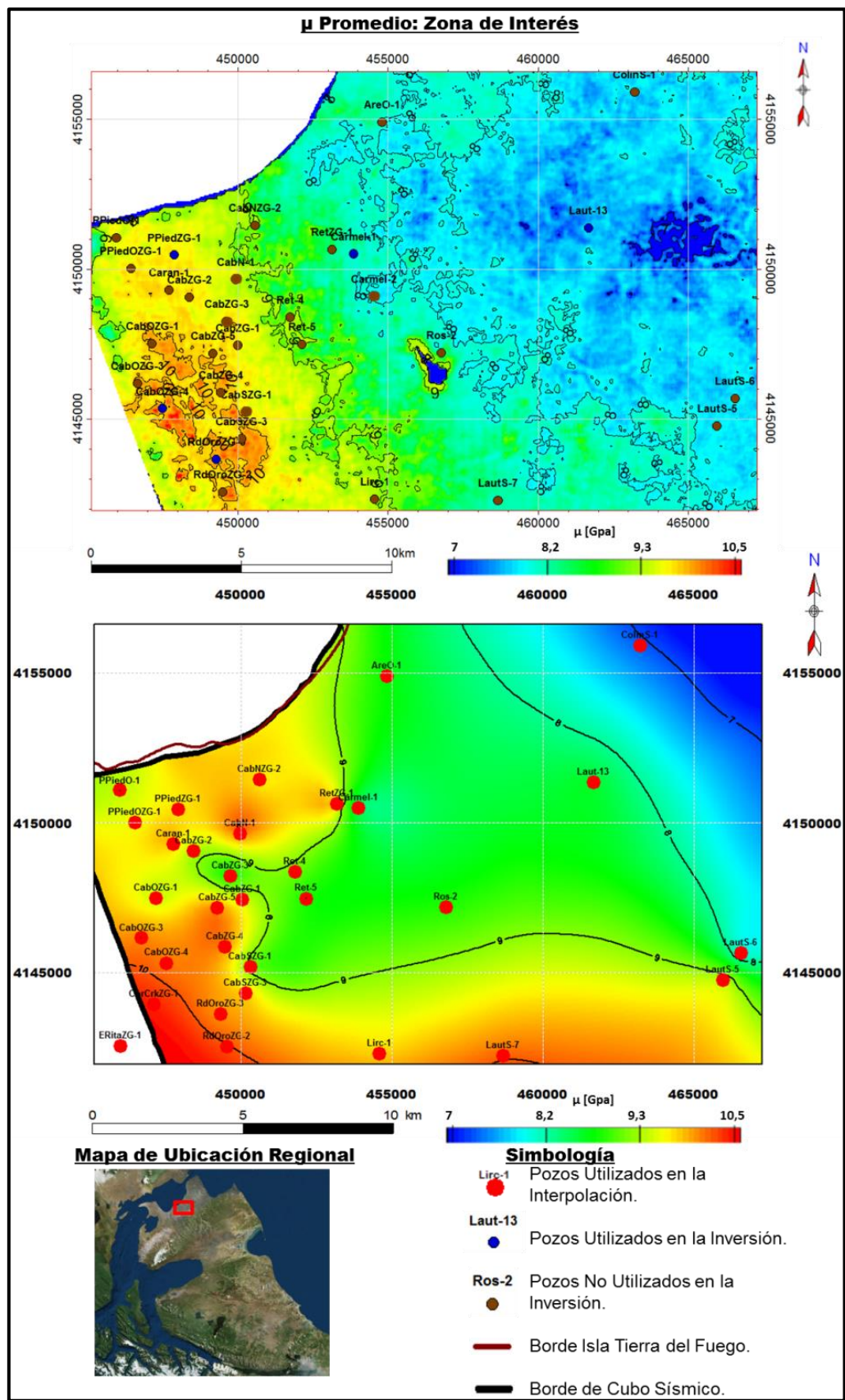
parámetros interpolando los promedios obtenidos de los registros de pozos mediante el método de *kriging*, y de este modo poder comparar la consistencia de los módulos elásticos obtenidos por ambos métodos (figuras 5.35 a 5.39). Se ha utilizado la Inversión 1 ya que con esta inversión se obtuvieron los mejores resultados en cuanto a la correlación existente entre el modelo de inversión y los registros de pozo. En la tabla 5.5 se presentan los parámetros de los variogramas teóricos utilizados para realizar la interpolación por *kriging*.

$\lambda$		
Variograma Teórico	Umbral o Sill	Rango
Lineal	1.016	8046.3
$\mu$		
Variograma Teórico	Umbral o Sill	Rango
Lineal	0.152	30870.93
$\lambda/\mu$		
Variograma Teórico	Umbral o Sill	Rango
Lineal	0.03	18005
E		
Variograma Teórico	Umbral o Sill	Rango
Lineal	3.536	20580.62
$\nu$		
Variograma Teórico	Umbral o Sill	Rango
Lineal	7.4	2667.95

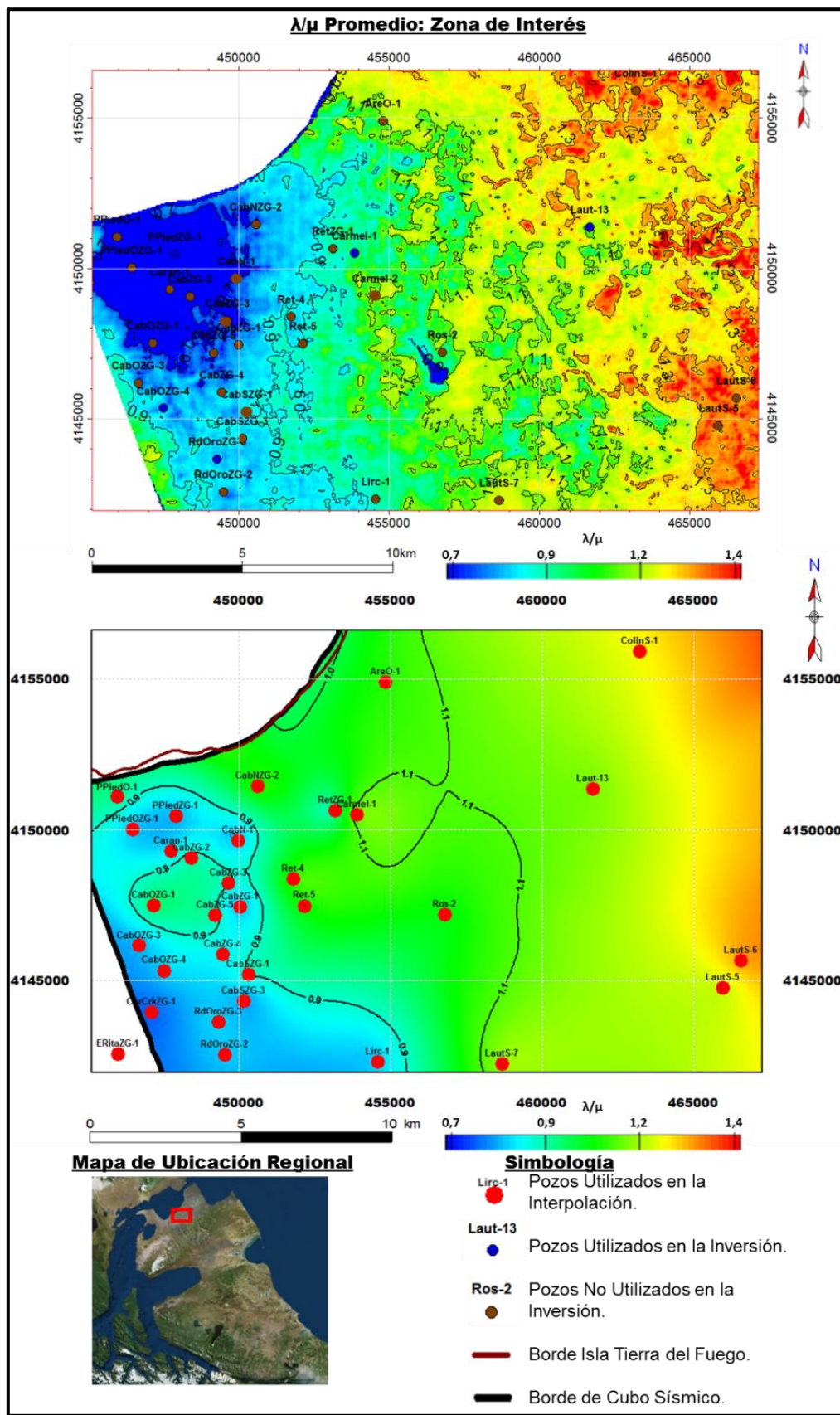
**Tabla 5.5:** Parámetros de los Variogramas teóricos. El Rango corresponde a la distancia a la cual el variograma se estabiliza y el *Sill* corresponde al valor constante que toma el variograma en distancias mayores al Rango.



**Figura 5.35:** Mapas del promedio de  $\lambda$  en la Zona de Interés. Arriba: mapa obtenido del procesamiento de datos sísmicos; Abajo: mapa obtenido de la interpolación de los registros de pozo. Se puede observar en estos mapas que el rango para este parámetro varía entre 7,5 y 11 GPa, presentando los mínimos valores hacia el Oeste aumentando el valor en dirección NE.

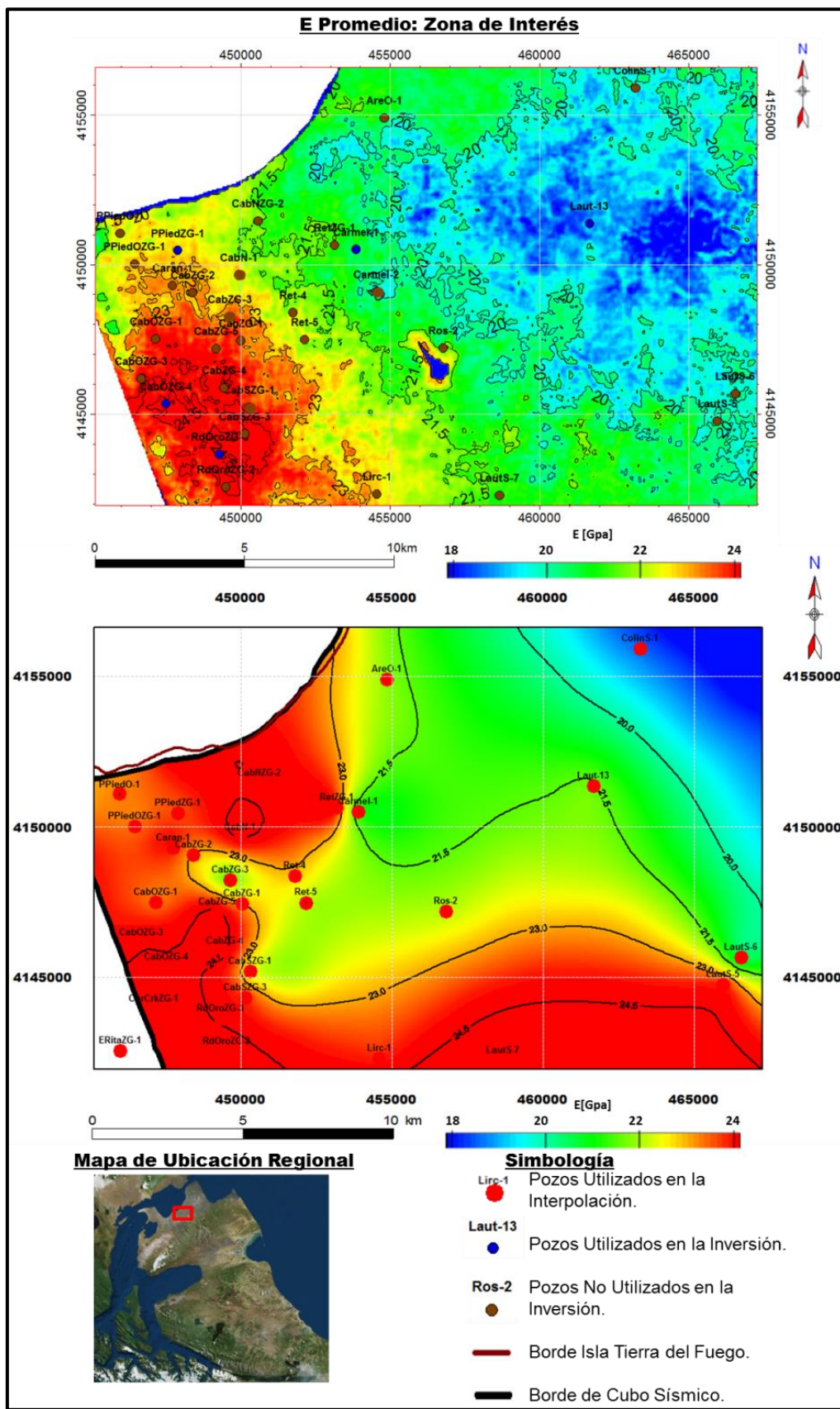


**Figura 5.36:** Mapas del promedio de  $\mu$  en la Zona de Interés. Arriba: mapa obtenido del procesamiento de datos sísmicos; Abajo: mapa obtenido de la interpolación de los registros de pozo. Se puede observar en estos mapas que el rango para este parámetro varía entre 7 y 10,5 GPa, presentando los máximos valores hacia el Oeste disminuyendo el valor en dirección NE.

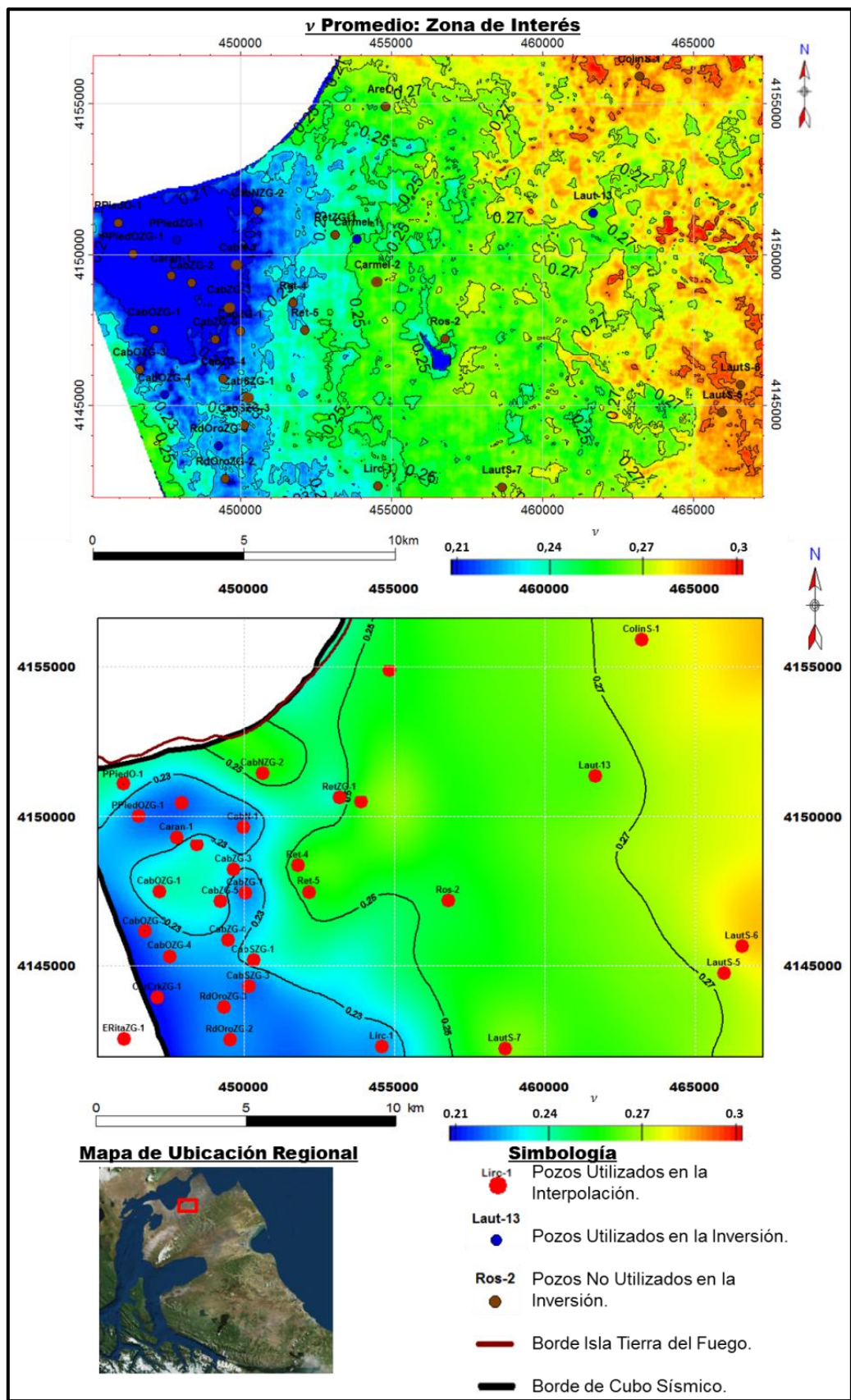


**Figura 5.37:** Mapas del promedio de  $\lambda/\mu$  en la Zona de Interés. Arriba: mapa obtenido del procesamiento de datos sísmicos; Abajo: mapa obtenido de la interpolación de los registros de pozo. Se puede observar en estos mapas que el rango para este parámetro varía entre 0,7 y 1,4, presentando los mínimos valores hacia el Oeste aumentando el valor en dirección NE.





**Figura 5.38:** Mapas del promedio de E en la Zona de Interés. Arriba: mapa obtenido del procesamiento de datos sísmicos; Abajo: mapa obtenido de la interpolación de los registros de pozo. Se puede observar en estos mapas que el rango para este parámetro varía entre 18 y 24 GPa, presentando los máximos valores hacia el Oeste disminuyendo el valor en dirección NE.



**Figura 5.39:** Mapas del promedio de  $v$  en la Zona de Interés. Arriba: mapa obtenido del procesamiento de datos sísmicos; Abajo: mapa obtenido de la interpolación de los registros de pozo. Se puede observar en estos mapas que el rango para este parámetro varía entre 0,21 y 0,3, presentando los mínimos valores hacia el Oeste aumentando el valor en dirección NE.

Como se puede apreciar estos mapas muestran tendencias en la distribución geográficos de los parámetros elásticos similares, pero existen diferencias en algunos sectores del área de estudio. Para poder precisar que pozos no ajustan al modelo de inversión se generan *crossplot* entre los módulos elásticos obtenidos de los registros de pozos y los obtenidos por la inversión sísmica (figuras 5.40 a 5.44), en estos *crossplot* se resaltan con color rojo los datos que se alejan mucho de la línea de tendencia.

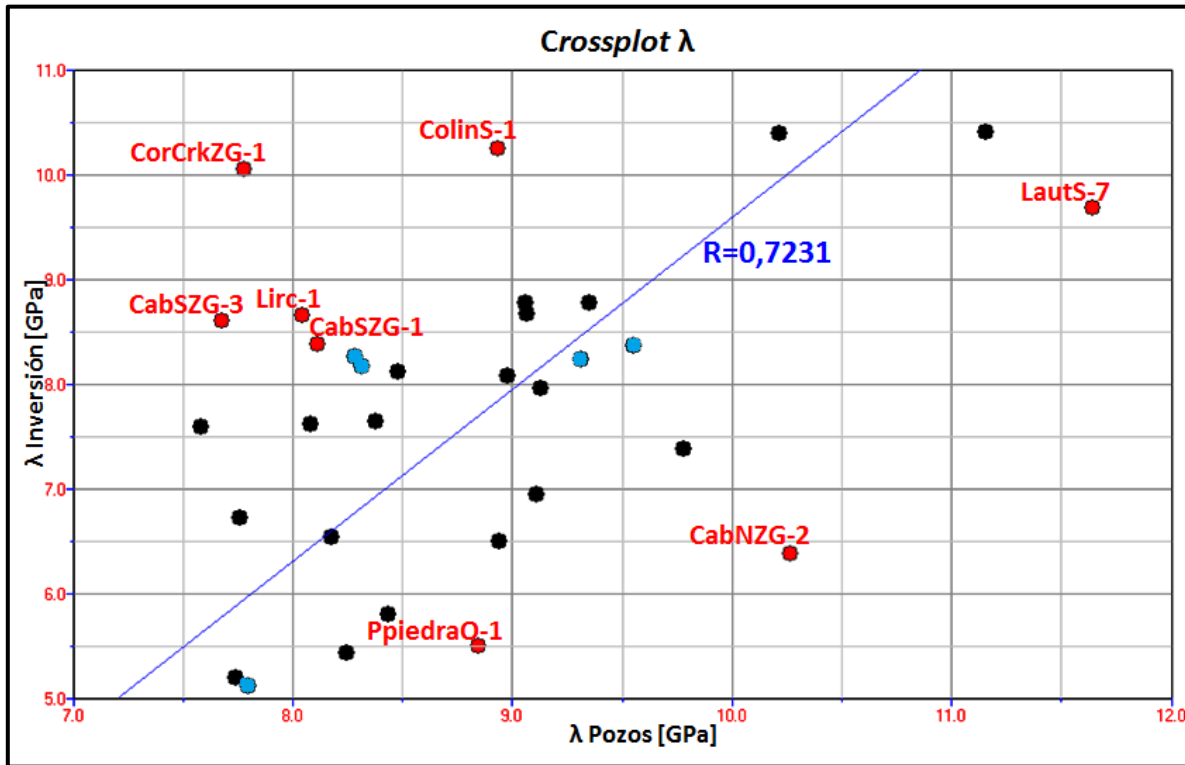


Figura 5.40: *Crossplot*  $\lambda$  obtenido de la inversión vs  $\lambda$  obtenido de los registros de pozo. En rojo los pozos que no ajustan al modelo de inversión (eliminados para el cálculo de R) y en azul los pozos de calibración usados para la inversión.

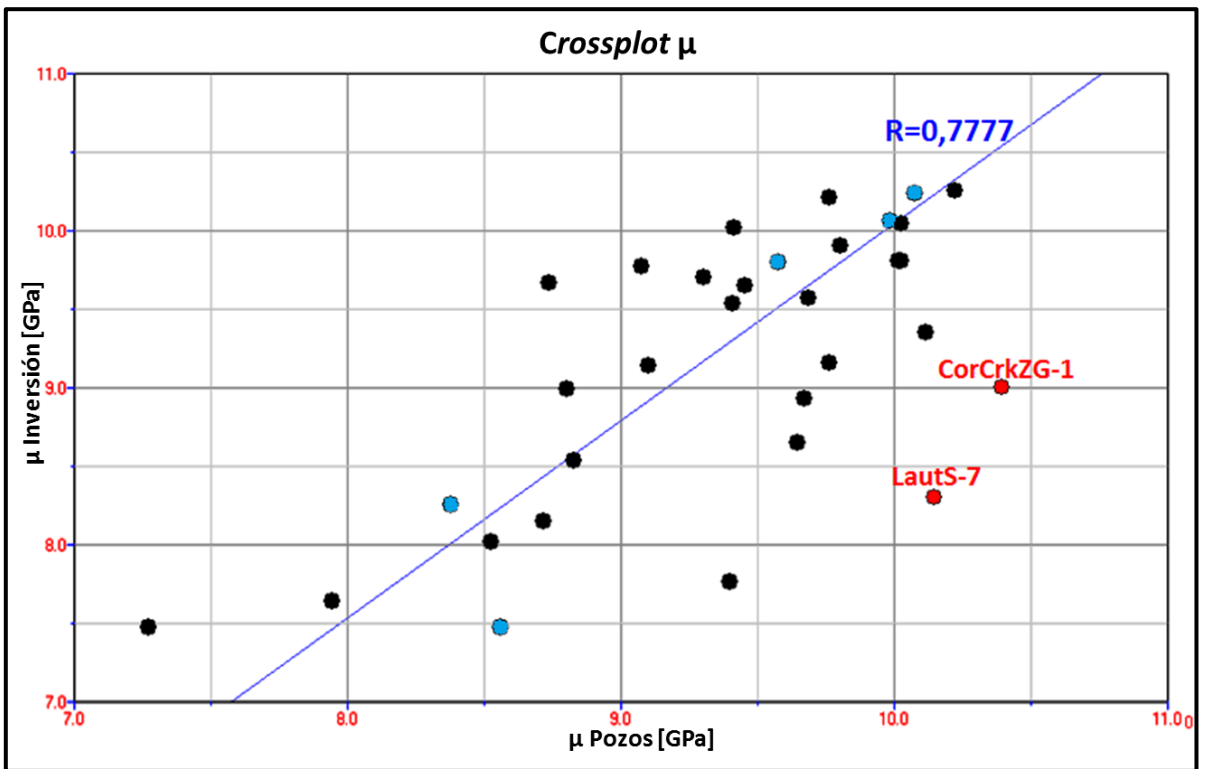


Figura 5.41: Crossplot  $\mu$  obtenido de la inversión vs  $\mu$  obtenido de los registros de pozo. En rojo los pozos que no ajustan al modelo de inversión (eliminados para el cálculo de R) y en azul los pozos de calibración usados para la inversión.

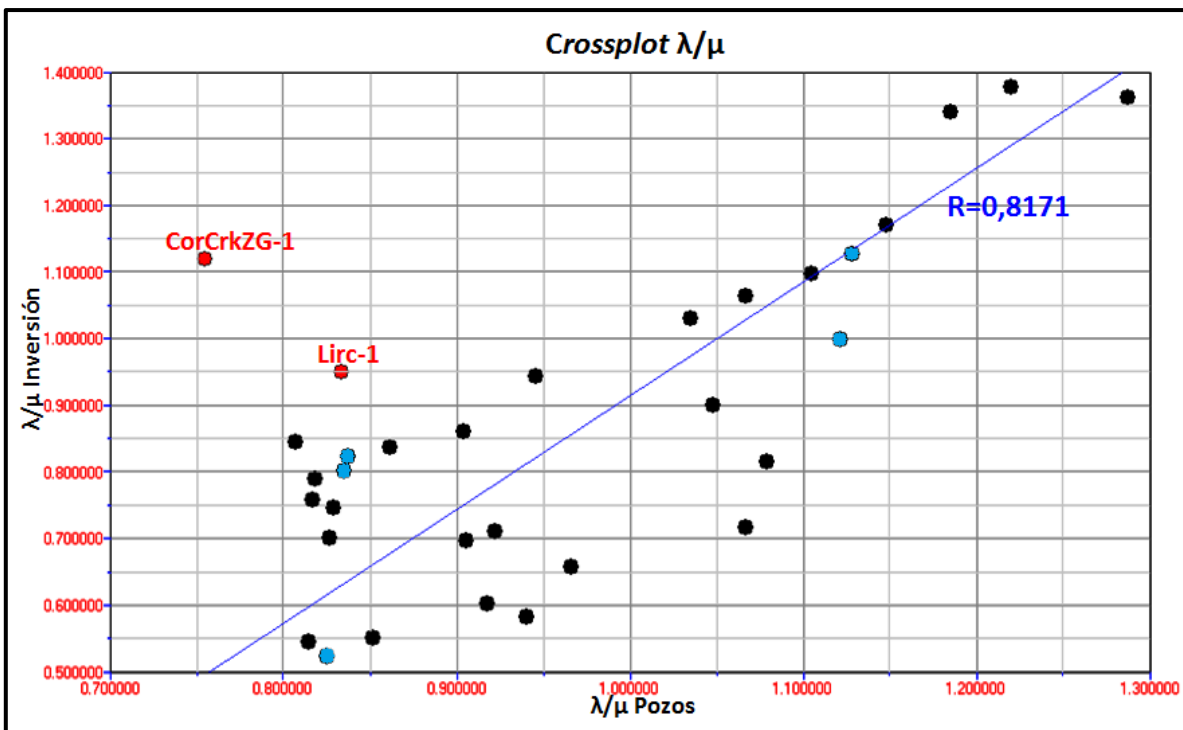


Figura 5.42: Crossplot  $\lambda/\mu$  obtenido de la inversión vs  $\lambda/\mu$  obtenido de los registros de pozo. En rojo los pozos que no ajustan al modelo de inversión (eliminados para el cálculo de R) y en azul los pozos de calibración usados para la inversión.

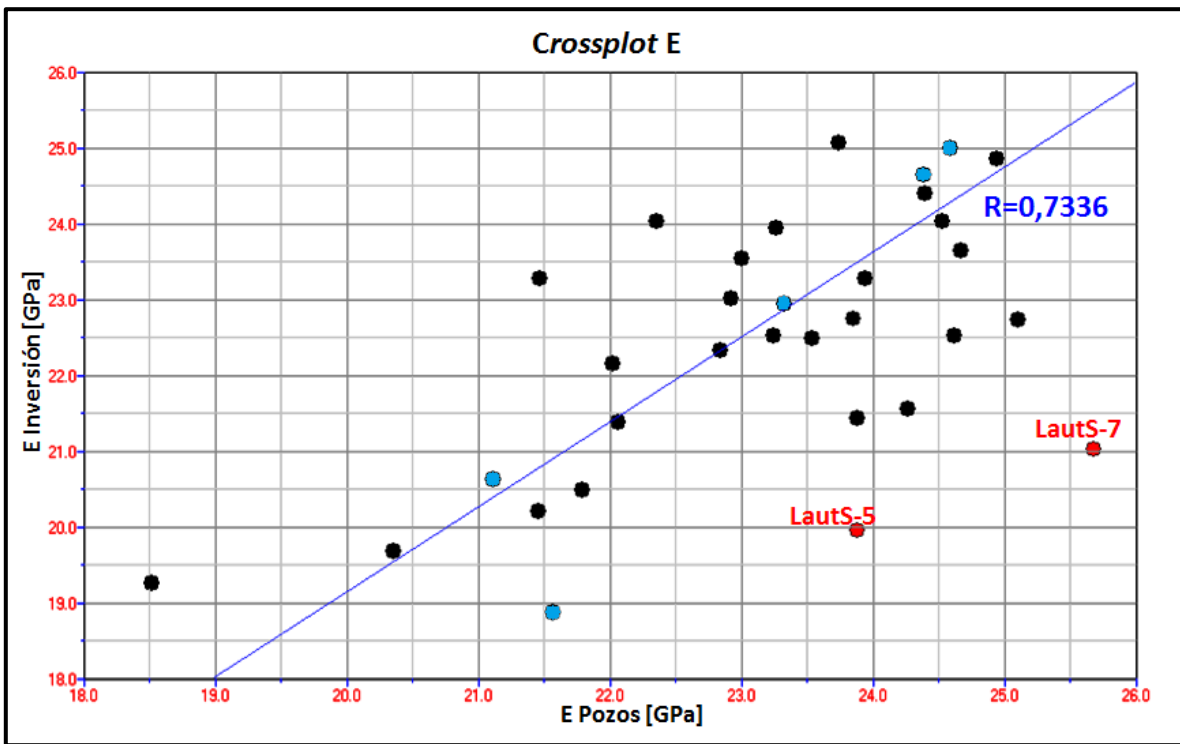


Figura 5.43: *Crossplot E* obtenido de la inversión vs *E* obtenido de los registros de pozo. En rojo los pozos que no ajustan al modelo de inversión (eliminados para el cálculo de R) y en azul los pozos de calibración usados para la inversión.

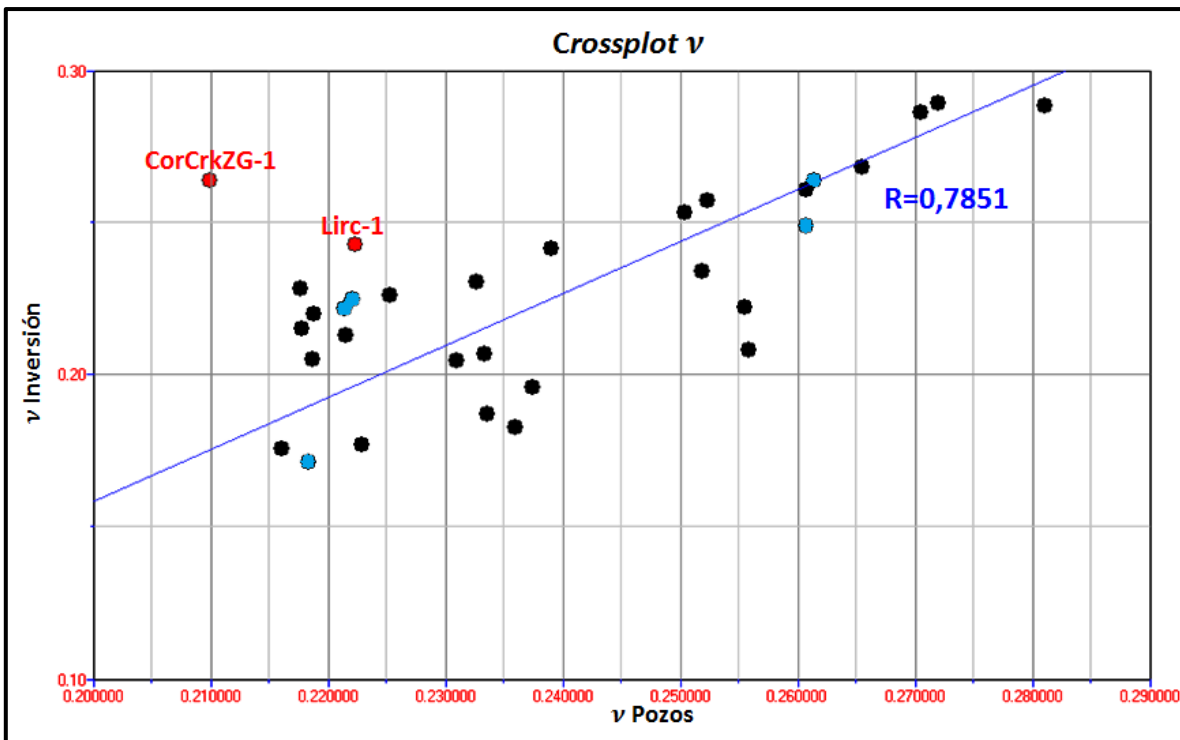


Figura 5.44: *Crossplot v* obtenido de la inversión vs *v* obtenido de los registros de pozo. En rojo los pozos que no ajustan al modelo de inversión (eliminados para el cálculo de R) y en azul los pozos de calibración usados para la inversión.

Al comparar los valores de los parámetros elásticos obtenidos, del procesamiento sísmico y registros de pozos, con los valores típicos de distintas rocas y minerales formadores de rocas, los cuales se listan en la tabla 5.6, se puede observar que los valores obtenidos están entre los rangos que exhiben las Arcillas del Golfo de México (GOM) y Areniscas *Tigth-Gas*. Lo anterior es

coherente con la litología de la Zona de Interés que corresponde a intercalaciones de arcillolitas, limoarcillolitas y areniscas.

Litología	$V_p$ [m/s]	$V_s$ [m/s]	$\rho$ [g/cm <sup>3</sup> ]	$\lambda$ [GPa]	$\mu$ [GPa]	E [GPa]	$\nu$
Caolinita	1440	930	1.58	0.5	1.4	3.1	0.14
Arcillas GOM	3410	1640	2.6	16.2	7.0	18.9	0.35
Arenisca <i>Tight-Gas</i>	3810	2590	2.26	2.5	15.2	32.5	0.07
Arenisca Saturada en Agua	4090	2410	2.37	12.1	13.8	34.0	0.23
Feldespato	4680	2390	2.62	27.5	15.0	39.6	0.32
Cuarzo	6050	4090	2.65	8.3	44.3	95.7	0.08

**Tabla 5.6:** Valores típicos de parámetros elásticos para rocas y minerales formadores de roca. Valores obtenidos de Mavko *et al.*, 2003.

## 6 Discusión.

### 6.1 Diferencias en el Valor de los Parámetros Elásticos Obtenidos por el Procesamiento Sísmico y Registros de Pozos.

De los mapas y *crossplot* presentados anteriormente (figuras 5.35 a 5.44) se puede notar que el parámetro  $\mu$  difiere en las zonas donde se ubican Lautaro Sur-7 y CorCrkZG-1,  $E$  difiere en LautS-7 y LautS-5,  $\lambda/\mu$  en CorCrkZG-1 y PpiedraO-1; y  $\nu$  difiere en CorCrkZG-1 y Lircay-1. Por su parte  $\lambda$ , es el parámetro con peor predicción ya que difiere en 8 puntos. Estos 8 pozos se resaltan en el mapa de la figura 6.1, en la cual se presenta el atributo sísmico de curvatura del horizonte Techo Zona de Interés. Al calcular la curvatura de este horizonte se destacan las áreas que presentarían mayor deformación debido a la presencia de fallas. Estas fallas han sido llamadas Fallas Poligonales debido al patrón poligonal que presentan.

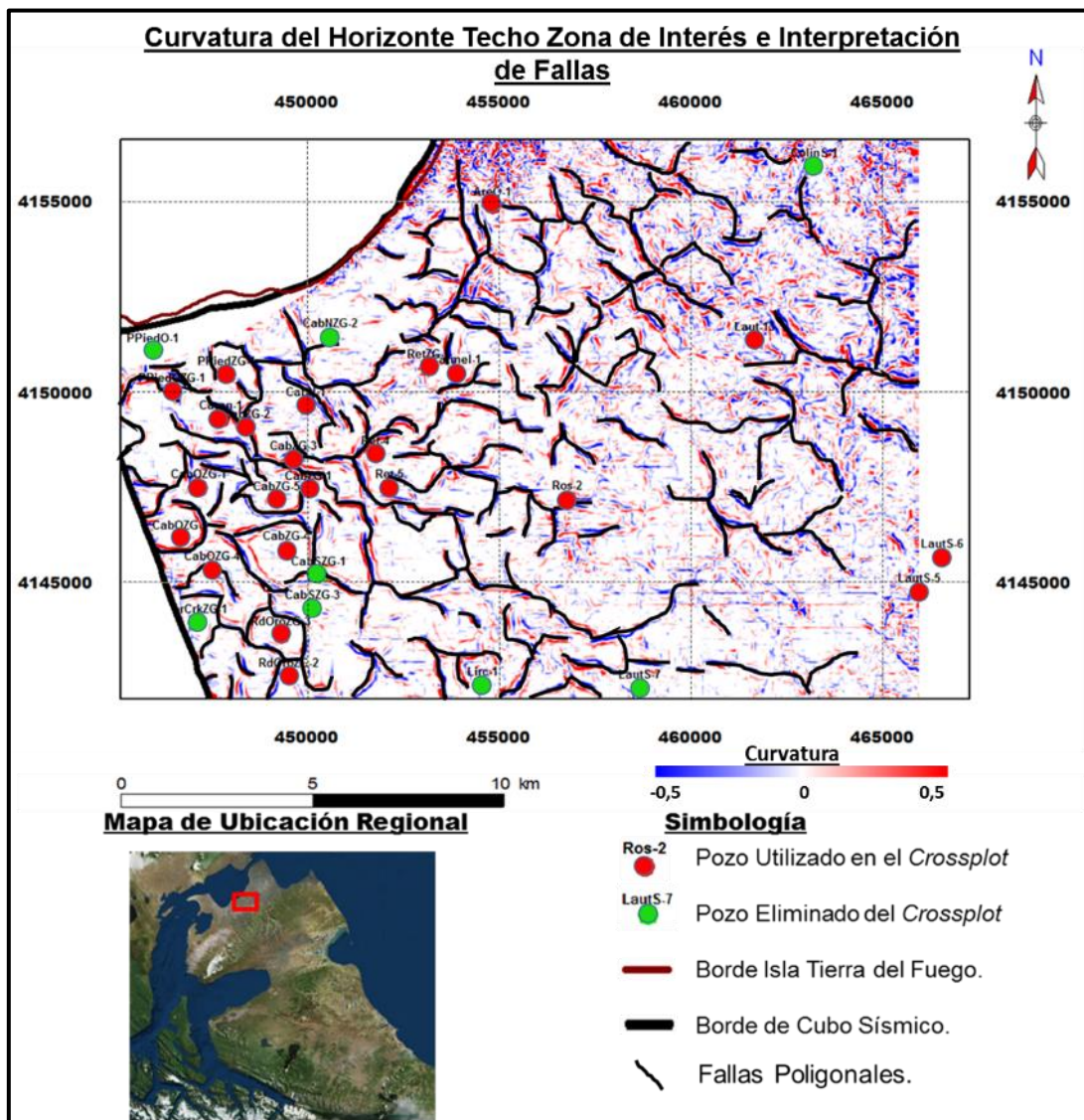


Figura 6.1: Curvatura del Horizonte Techo Zona de Interés e Interpretación de Fallas poligonales.

Los errores en la predicción de los valores de los módulos elásticos en los sectores donde se ubican Lautaro Sur-5, Lautaro Sur-7, Lircay-1 y ColinS-1 se asocian a que el modelo inicial,

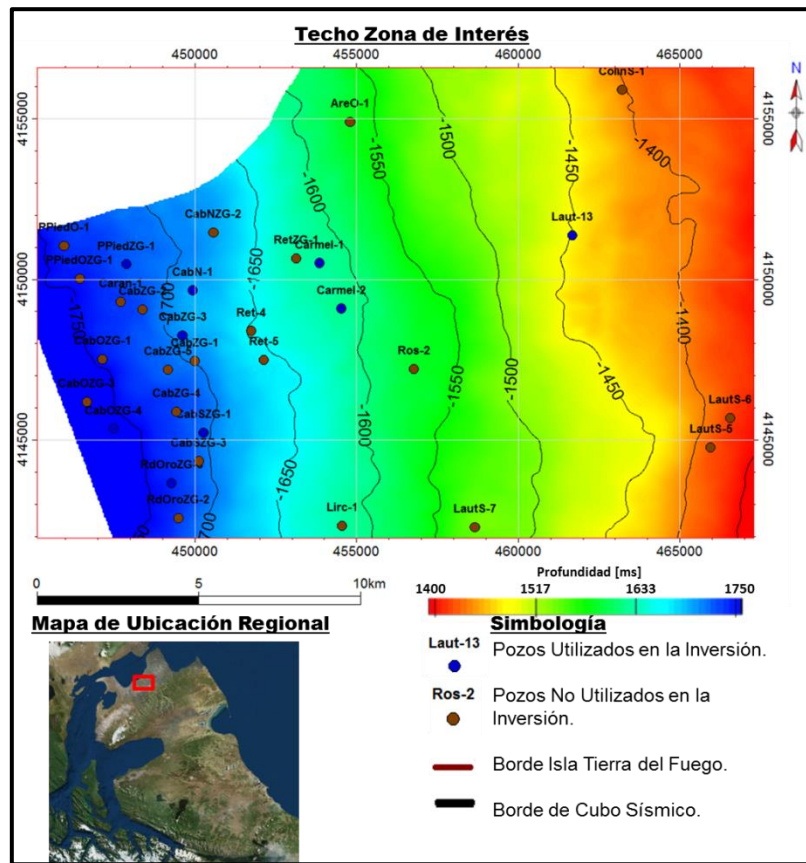
utilizado para la inversión, no es representativo en estos sectores ya que estos pozos están alejados de los pozos utilizados para la construcción del modelo inicial. Por otro lado los errores en la predicción en los pozos Punta Piedra Oeste-1 y Cortado Creek ZG-1 se deben a que estos están ubicados muy cerca del borde del cubo sísmico. Mientras que el mal ajuste en el sector donde se ubica Cabaña Sur ZG-1 se asocia a la presencia de fallas justo en la posición de este pozo, sin descartar alguna otra fuente de error ya que existen varios pozos ubicados sobre fallas (Cabaña ZG-3 por ejemplo) que sí ajustan al modelo de inversión. Otros factores que pueden ocasionar errores son: (1) El diferente contenido de frecuencia entre ambos métodos, ya que las velocidades de onda son dispersivas, (2) mala calidad en los registros de pozo, (3) mala calidad del registro sísmico en el sector.

## **6.2 Factores que Afectan el Valor de los Parámetros Elásticos.**

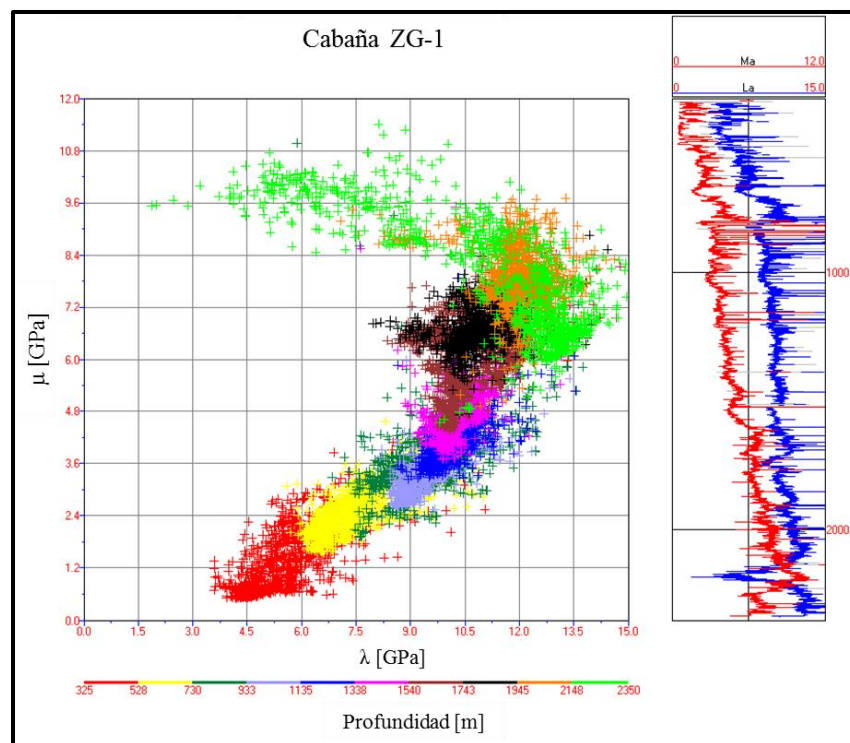
En cuanto a la distribución espacial de los módulos elásticos se puede observar que el comportamiento entre los parámetros  $\lambda$ ,  $\lambda/\mu$  y  $\nu$  es muy parecido y lo mismo sucede entre los parámetros  $E$  y  $\mu$ , esto se debe a que estas variables no son independientes unas de otras, como se vio en la sección 3.1 solo basta conocer 2 módulos elásticos para poder calcular el resto. Los parámetros  $\lambda$ ,  $\lambda/\mu$  y  $\nu$  presentan sus menores valores hacia el W y aumentan en dirección NE. Por otro lado,  $E$  y  $\mu$  presentan sus mayores valores hacia el W y disminuyen en dirección NE. Entre los factores que influirían en la variación espacial de los módulos elásticos se encuentran: (1) la compactación, (2) la compresibilidad de la roca, la cual está ligada a la saturación de gas en los poros y (3) la mineralogía de la matriz de la roca.

Para poder visualizar el efecto de la compactación, en la figura 6.2 se presenta un mapa donde se puede ver que la profundidad (en tiempo sísmico (ms)) del horizonte Techo Zona de Interés aumenta hacia el SW, por lo que las rocas presentes sector SW de la Zona de Interés están a una mayor profundidad y por ende deberían estar más compactadas en comparación con las rocas presentes en el sector NE. Además se presentan los *crossplot*  $\lambda$ - $\mu$  y  $E$ - $\nu$ , obtenidos de los registros de pozos, en los cuales se grafica en escala de colores la profundidad (figuras 6.3 a 6.6), y de este modo poder analizar el efecto que tiene la compactación para en cada parámetro.

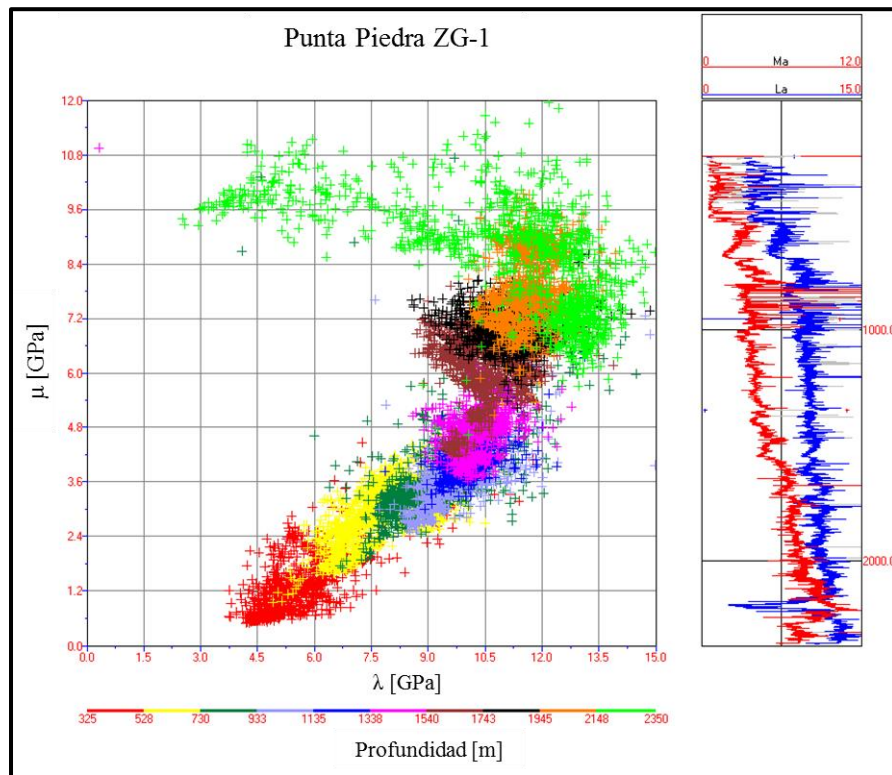




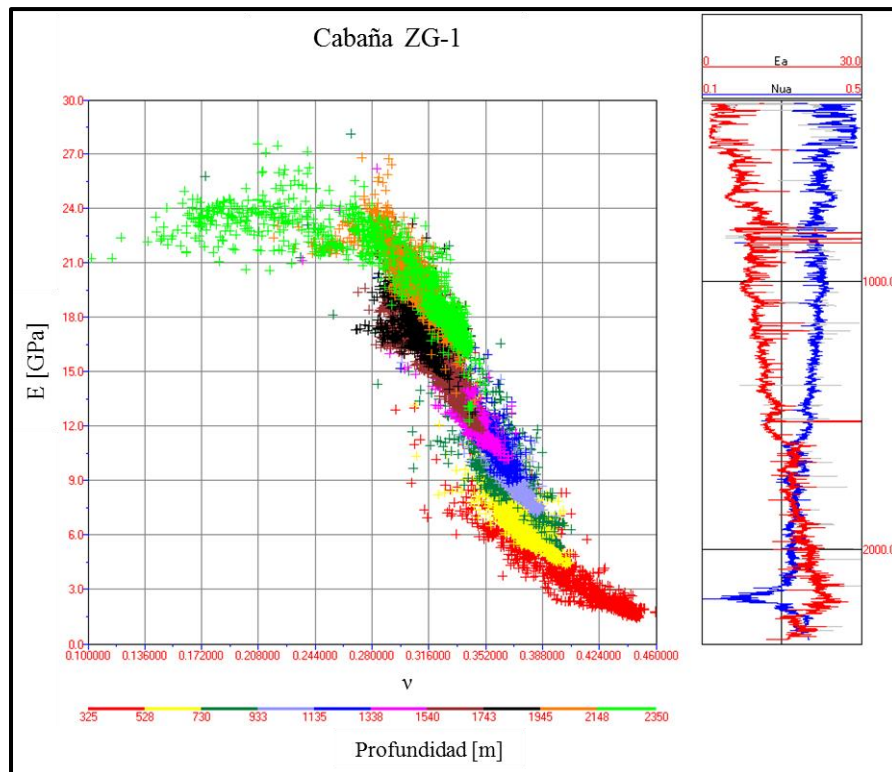
**Figura 6.2:** Profundidad del horizonte Techo Zona de Interés (en ms). En el sector donde se ubica el pozo Cabaña Oeste ZG-4 el techo se la Zona de Interés se encuentra a 2200 metros aproximadamente, mientras que en el sector donde ubica Lautaro-13 la profundidad del Techo de la Zona de Interés se encuentra a 1700 metros aproximadamente.



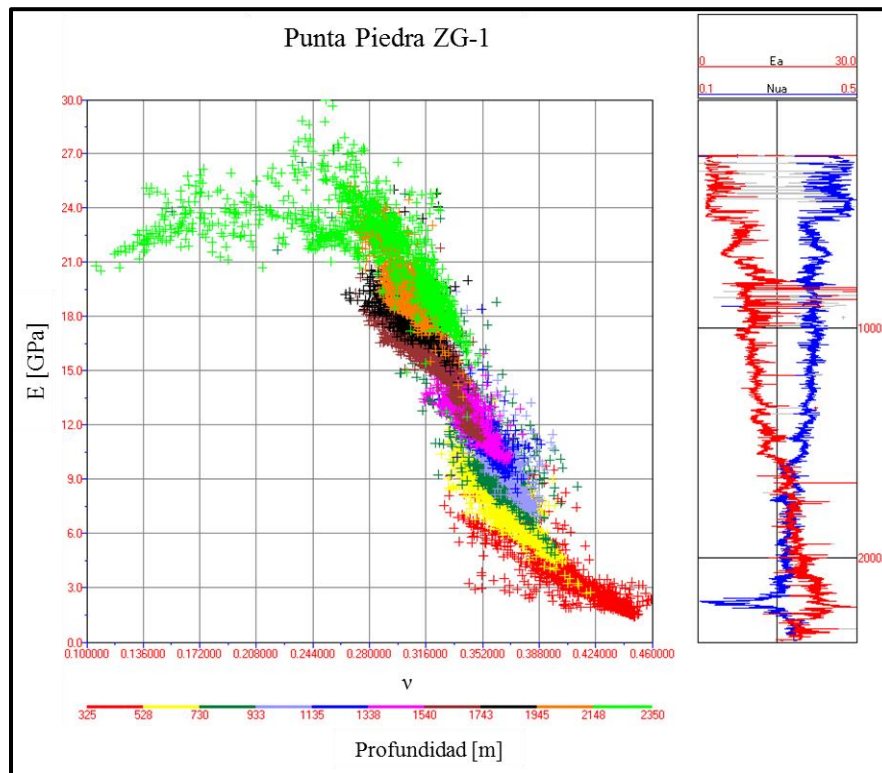
**Figura 6.3:** Crossplot  $\lambda$ - $\mu$ , en escala de colores la profundidad. Se puede notar que a medida que aumenta la profundidad el valor de los parámetros  $\lambda$  y  $\mu$  aumenta.



**Figura 6.4:** Crossplot  $\lambda$ - $\mu$ , en escala de colores la profundidad. Se puede notar que a medida que aumenta la profundidad el valor de los parámetros  $\lambda$  y  $\mu$  aumenta.

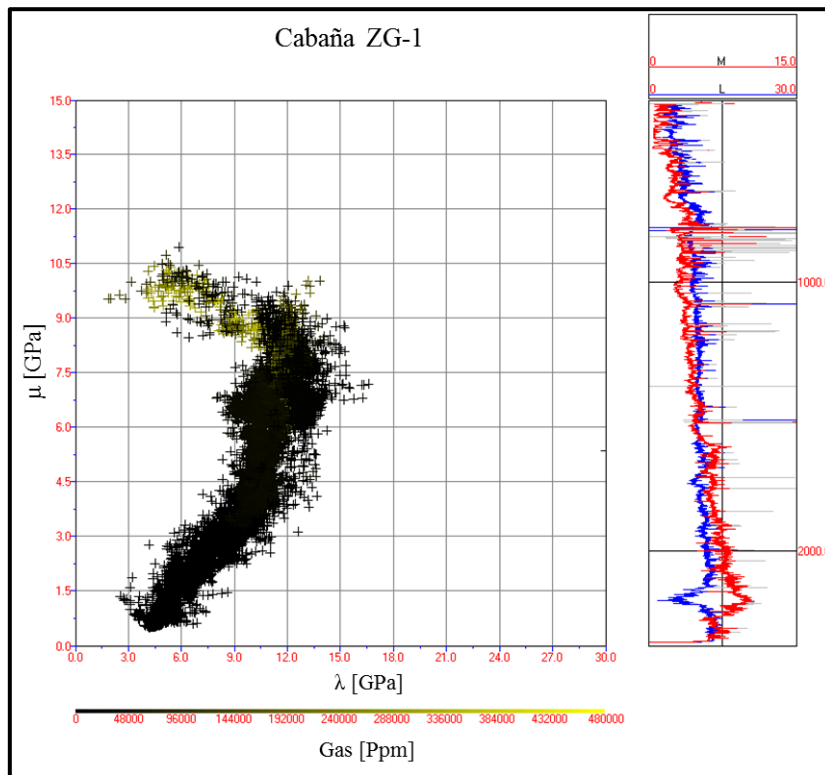


**Figura 6.5:** Crossplot  $E$ - $\nu$ , en escala de colores la profundidad. Se puede notar que a medida que aumenta la profundidad el valor de  $E$  aumenta, mientras que el valor de  $\nu$  disminuye.

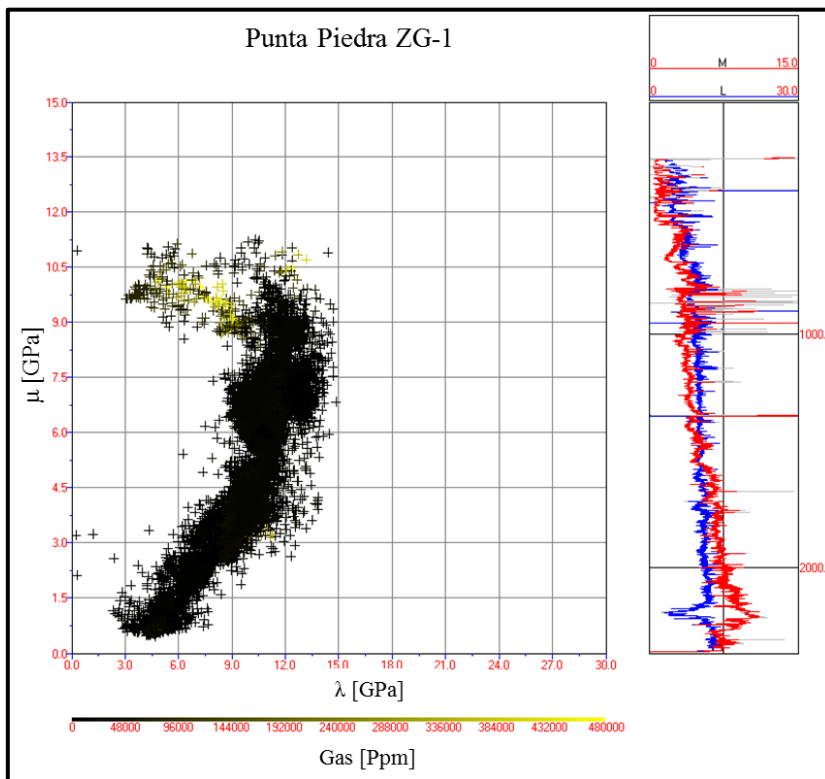


**Figura 6.6:** *Crossplot E-v*, en escala de colores la profundidad. Se puede notar que a medida que aumenta la profundidad el valor de  $E$  aumenta, mientras que el valor de  $\nu$  disminuye.

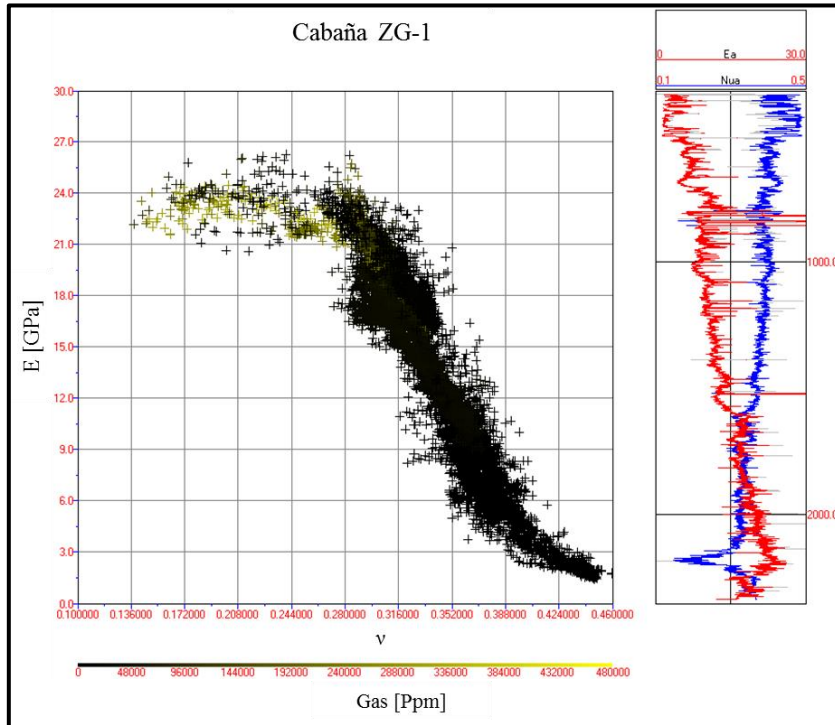
En estos *crossplot* se puede notar que los parámetros  $\lambda$ ,  $\mu$  y  $E$  aumentan su valor a medida que aumenta la profundidad, mientras que  $\nu$  disminuye su valor. Esto es consistente con la disminución de  $\nu$  y el aumento de  $E$  y  $\mu$  en la dirección NE. Por otro lado, la compactación no es consistente con la distribución que tiene el parámetro  $\lambda$  debido a que se presentan los menores valores hacia el W y un aumento de su valor en dirección NE. Este comportamiento se debe a que este parámetro es muy sensible a la presencia de gas en los espacios porales, ya que el gas aporta compresibilidad a la roca y por ende disminuiría el valor de este parámetro en comparación con una roca saturada en agua. Esto puede verse claramente al generar los mismos *crossplot*, mostrados anteriormente,  $\lambda$ - $\mu$  y  $E$ - $\nu$ , pero esta vez se grafica en escala de colores la cantidad de gas registrado durante la perforación del pozo (figuras 6.7 a 6.10). Si bien este registro no es una medida *in situ* de la roca, sí nos da una idea de donde se concentraría el gas. En estos *crossplot* además se puede apreciar que la presencia de gas también afecta al parámetro  $\nu$  haciendo disminuir su valor.



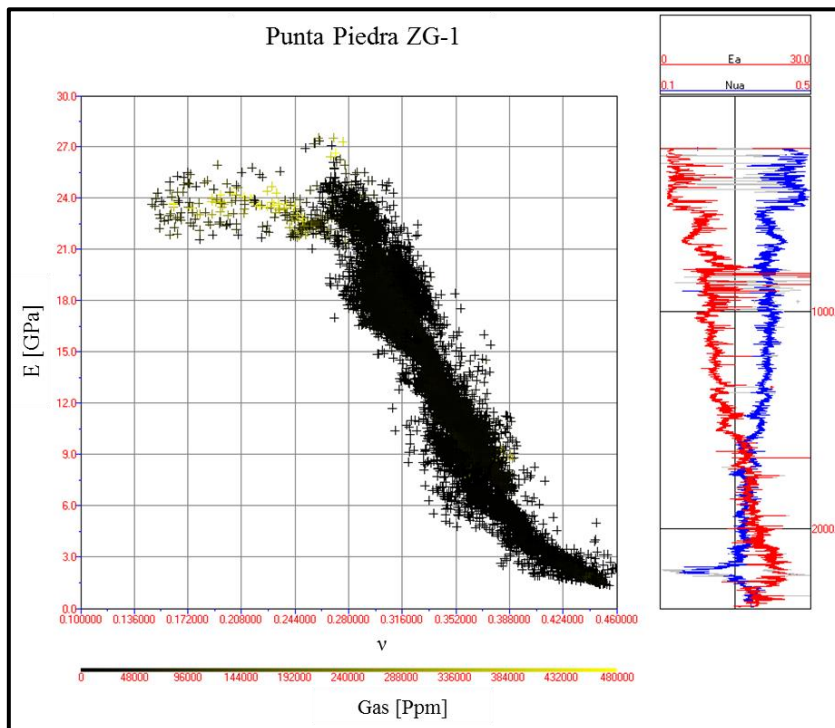
**Figura 6.7:** Crossplot  $\lambda$ - $\mu$ , en escala de colores la cantidad de gas registrado durante la perforación. Se puede notar que la presencia de gas hace disminuir el valor de  $\lambda$  debido a que el gas aporta compresibilidad a la roca y por ende disminuye la incompresibilidad de la roca la cual está ligada a este parámetro.



**Figura 6.8:** Crossplot  $\lambda$ - $\mu$ , en escala de colores la cantidad de gas registrado durante la perforación. Se puede notar que la presencia de gas hace disminuir el valor de  $\lambda$  debido a que el gas aporta compresibilidad a la roca y por ende disminuye la incompresibilidad de la roca la cual está ligada a este parámetro.

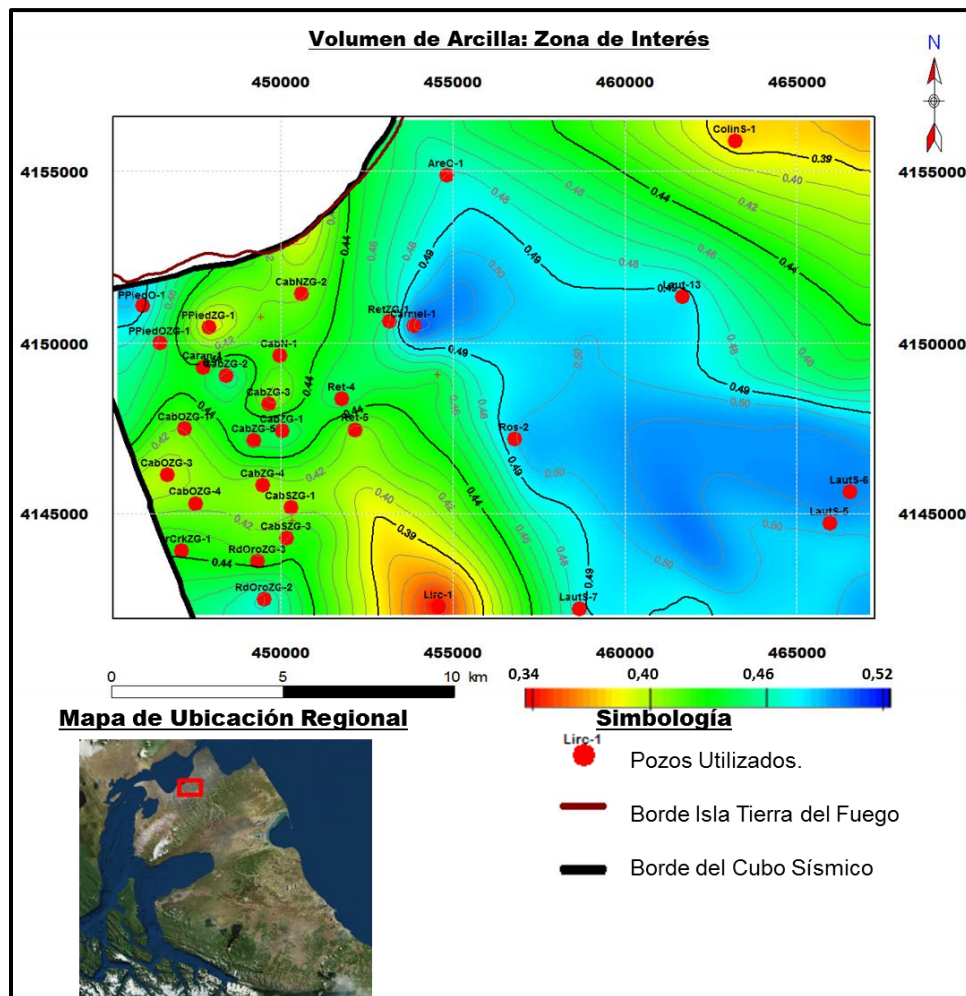


**Figura 6.9:** Crossplot,  $E$ - $v$  en escala de colores la cantidad de gas registrado durante la perforación. Se puede notar que la presencia de gas hace disminuir el valor de  $v$ .



**Figura 6.10:** Crossplot,  $E$ - $v$  en escala de colores la cantidad de gas registrado durante la perforación. Se puede notar que la presencia de gas hace disminuir el valor de  $v$ .

Además de la presencia de gas y la compactación, el otro factor importante es la litología, ya que los distintos minerales tienen distintos valores para cada módulo elástico. Adicionalmente la litología se relaciona con la concentración de gas, ya que este tiende a concentrarse en las areniscas, las cuales tienen mayor cantidad de cuarzo y feldespatos, en vez de concentrarse en las arcillolitas, las cuales tienen mayor concentración de arcillas. En la figura 6.11 se presenta en un mapa la distribución espacial elaborada mediante la interpolación del volumen de arcilla calculado a partir de los registros de radiación gama en cada pozo.



**Figura 6.11:** Mapas del volumen de arcilla en la Zona de Interés. Se puede apreciar que las áreas más arenosas se encuentran hacia el Oeste y las zonas más arcillosas se encuentran hacia el Este excepto en el sector de ColinS-1 que presenta un carácter más arenoso en comparación con los pozos más cercanos (AreO-1 y Laut-13).

Como se puede apreciar las áreas más arenosas se encuentran hacia el Oeste y las zonas más arcillosas se encuentran hacia el Este excepto en el sector donde se ubica ColinS-1 que presenta un carácter más arenoso en comparación con los pozos que se encuentran más cerca. Este mapa de Volumen de Arcilla es coherente con lo observado en los mapas de distribución de los parámetros elásticos ya que hacia el Oeste se presentan bajos valores de  $\lambda$  y  $\nu$ ; y altos valores para  $E$  y  $\mu$  lo que se asocia a un menor contenido de arcillas y por ende mayor contenido de arena ya que si observamos la tabla 5.6 estos valores tienden a acercarse a los valores de las Areniscas *Tight-Gas*. Mientras que hacia el Este los valores de los parámetros elásticos son muy parecidos a los que presentan las Arcillas GOM con bajos valores de  $E$  y  $\mu$ ; y altos valores de  $\lambda$  y  $\nu$ .

Otro parámetro importante es el índice de fragilidad ( $BI$ ), el cual nos indica los sectores donde existe un comportamiento más frágil, lo cual es un dato relevante a la hora de realizar la estimulación hidráulica, para esto se utiliza la fórmula propuesta por Rickman *et al.* (2008), la cual viene dada por:

$$BI = \frac{1}{2} \left( \frac{E - E_{min}}{E_{max} - E_{min}} + \frac{\nu - \nu_{max}}{\nu_{min} - \nu_{max}} \right) \quad (6.1)$$

Donde  $E$  y  $\nu$  corresponden a los valores estáticos del Módulo de Young y la Razón de Poisson,  $E_{max}= 55$  [GPa],  $E_{min}= 7$  [GPa],  $\nu_{max}= 0,4$  y  $\nu_{min}=0,15$  (valores máximos y mínimos referidos a la Formación Barnett en EEUU). Este índice varía entre 0 y 1, mientras mayor sea su valor más frágil será la roca.

Dado que el índice de fragilidad depende de los valores estáticos de los módulos elásticos, se debe realizar una calibración de estos mediante una correlación entre los valores dinámicos y estáticos obtenida en la Zona Glauconítica por Britt *et al.* (2016) (Figura 6.12).

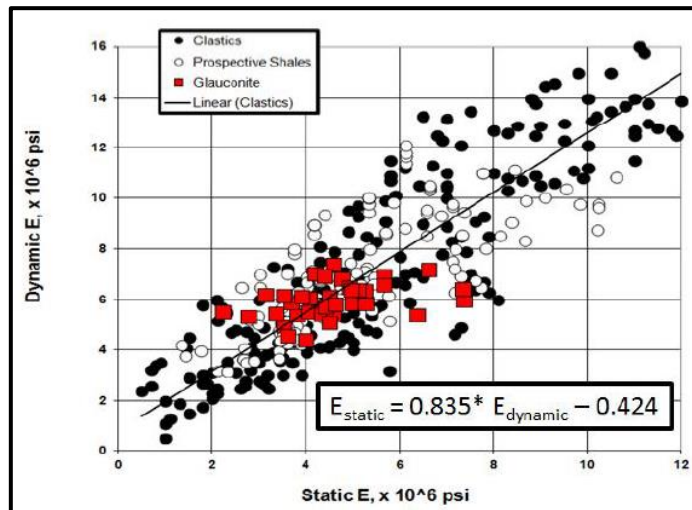


Figura 6.12: Correlación entre el Módulo de Young Dinámico y Estático. Tomado de Britt *et al.* (2016)

En la figura 6.13 se presenta un mapa de la distribución de  $BI$ , en el cual se aprecia que los mayores valores se presentan hacia el sector W y hay una disminución de este valor hacia el NE. Este parámetro claramente está afectado por la compactación, presencia de gas en los espacios porales y la litología ya que este índice es dependiente del Módulo de Young y de la Razón de Poisson (ecuación 6.1).

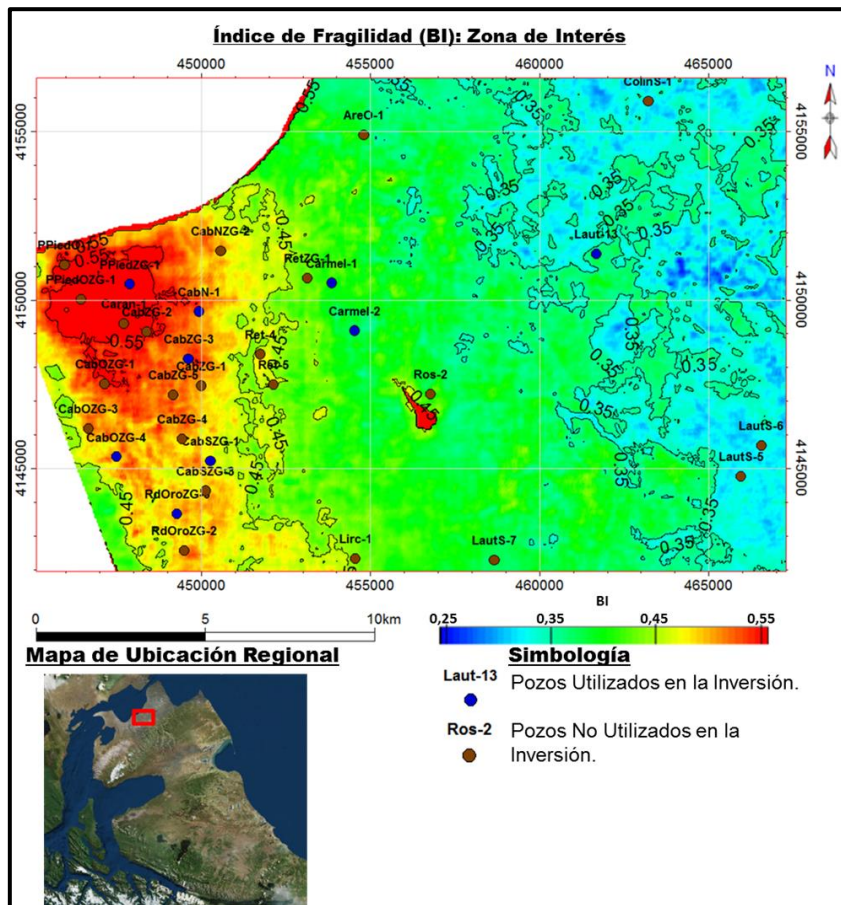
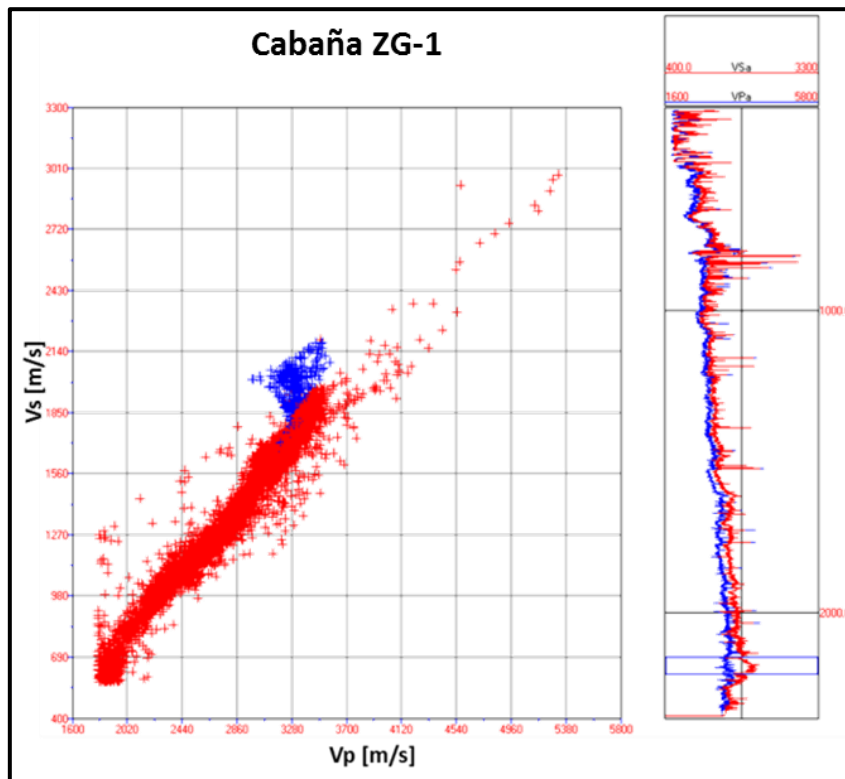


Figura 6.13: Mapas del Índice de Fragilidad en la Zona de Interés.

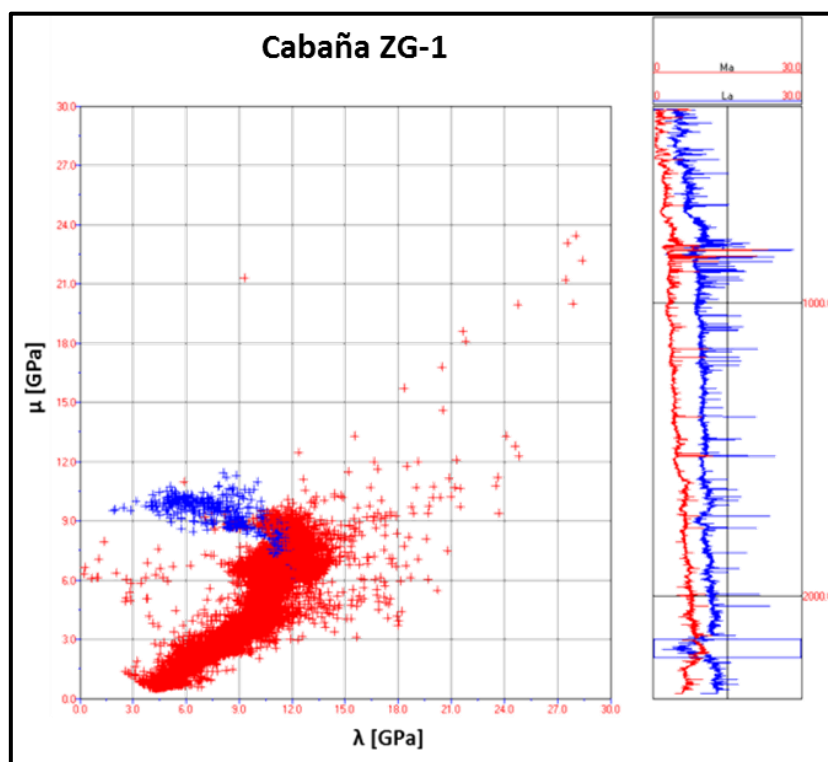
### 6.3 Parámetros de Lamé Versus Velocidades de Onda.

Una de las interrogantes que queda por esclarecer es: ¿Son los parámetros de Lamé mejores indicadores de la presencia de gas en comparación con las velocidades de onda? Para responder esta pregunta se realizan los *crossplot*  $\lambda$ - $\mu$  y  $V_P$ - $V_S$  (figuras 6.14 y 6.15). En los cuales se puede observar que claramente los parámetros de Lamé son mucho más sensibles para detectar la presencia de gas en comparación con las velocidades de onda.





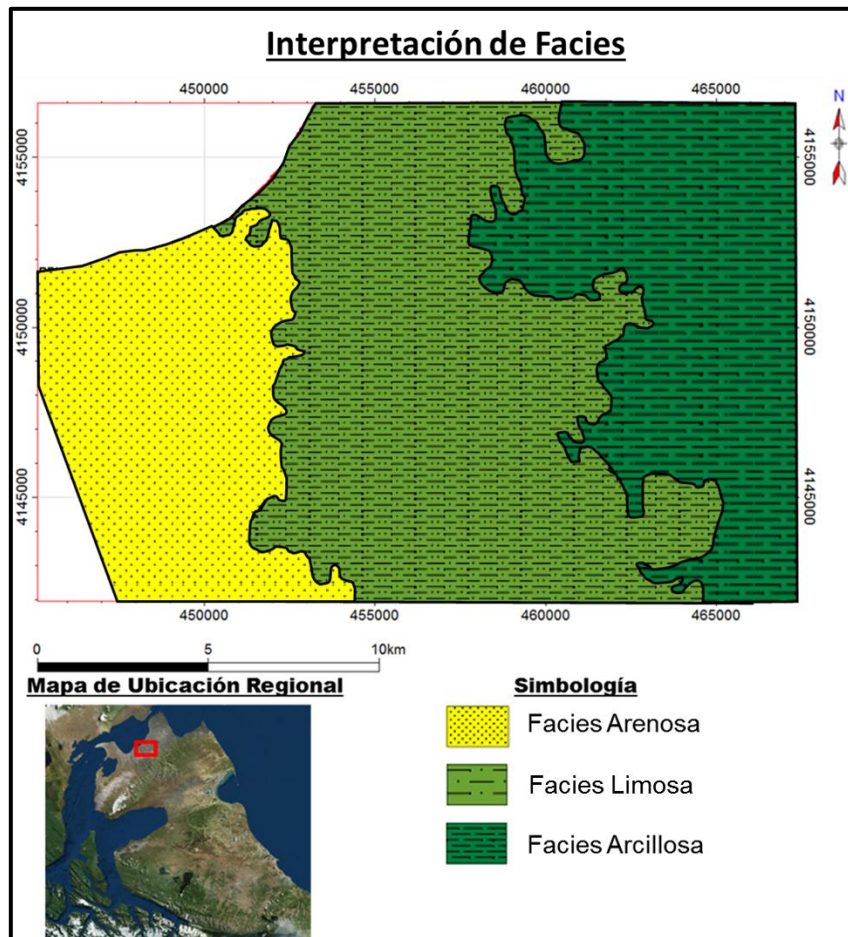
**Figura 6.14:** *Crossplot*  $V_P$ - $V_S$ , en azul se resaltan los puntos correspondientes a la Zona de Interés. Notar que los datos siguen una tendencia general excepto el conjunto de puntos correspondientes a la Zona de Interés debido a la presencia de gas, ya que la presencia de gas hace disminuir el valor del parámetro  $\lambda$  y en consecuencia disminuye el valor de la velocidad de onda P.



**Figura 6.15:** *Crossplot*  $\lambda$ - $\mu$ , en azul se resaltan los puntos correspondientes a la Zona de Interés. Notar que los datos siguen una tendencia general excepto el conjunto de puntos correspondientes a la Zona de Interés debido a la presencia de gas, ya que la presencia de gas hace disminuir el valor del parámetro  $\lambda$ . Además notar que la desviación de este conjunto de datos es mucho más notorio en este *crossplot* en comparación con el *crossplot*  $V_P$ - $V_S$ .

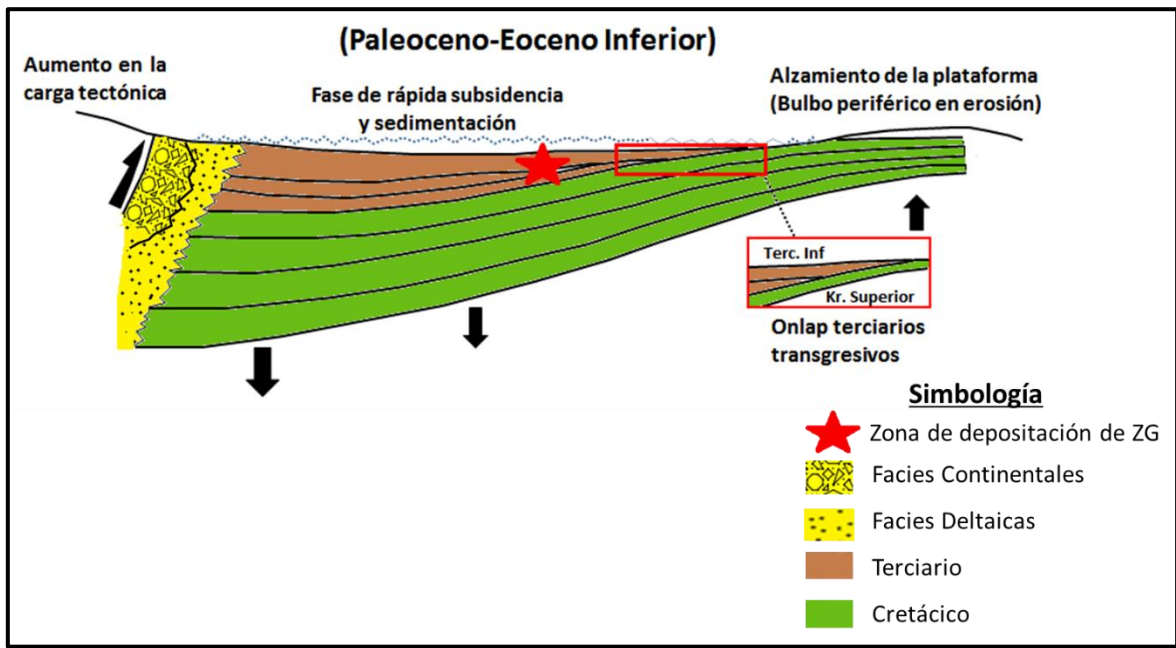
## 6.4 Interpretación Geológica de los Parámetros Elásticos.

A partir del mapa de Índice de Fragilidad se realiza una interpretación de posibles litofacies para la zona de estudio (figura 6.16). Los sectores que exhiben índices de fragilidad mayores a 0,45 la llamaremos Facies Arenosa la cual está ubicada hacia el sector W ya que según lo interpretado en las secciones anteriores, en este sector habría mayor cantidad de arenas, mientras que los sectores que exhiban índices de fragilidad menores a 0.35 la llamaremos Facies Arcillosa, la cual está ubicada hacia el sector E y para índices entre 0,45 y 0,35 la llamaremos Facies Limosa.



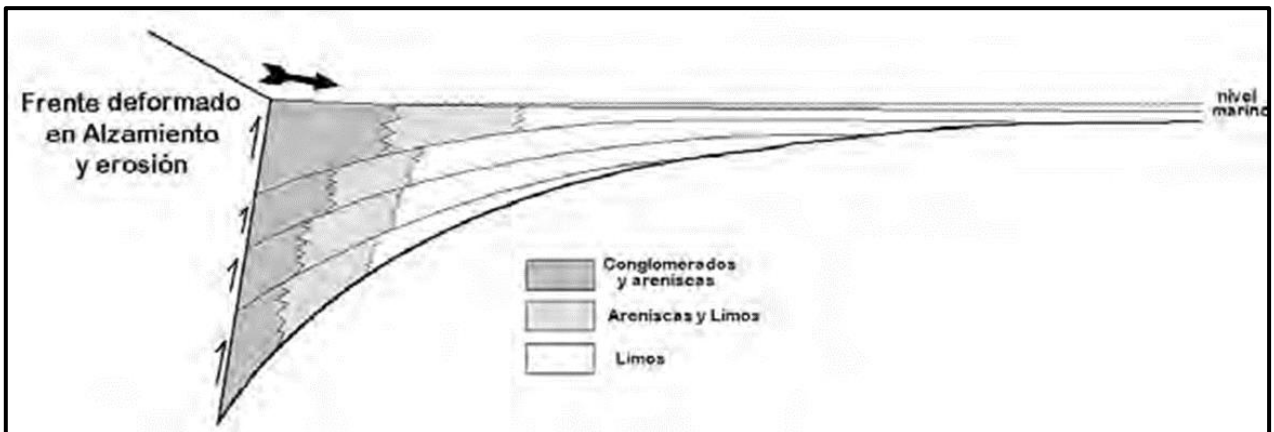
**Figura 6.16:** Interpretación de Facies a partir del índice de fragilidad calculado. Se puede notar que la Facies Arenosa está ubicada hacia el W mientras que la Facie Arcillosa se ubica hacia el sector E.

Como se vio la Zona Glauconítica corresponde a intercalaciones de arcillolitas, limoarcillolitas y areniscas con abundante glauconita. Estas facies pelito-psamíticas nos evidencian un estado cercano al equilibrio entre generación de espacio de acomodación y aporte sedimentario. La presencia de glauconita nos indica que el ambiente depositacional correspondería a una plataforma continental ya que la glauconitización es un proceso que ocurre típicamente en ambiente marino somero, específicamente a profundidades de agua de entre aproximadamente 50 y 500 m, en las partes exteriores de plataformas continentales y partes superiores de talud continental (Nichols, 2009). Además la presencia de superficies de *onlap* documentadas evidencia que la plataforma fue alzada durante la depositación de esta formación. Este alzamiento de la plataforma se atribuye a la implantación del bulbo periférico en respuesta del aumento de la carga tectónica que se produjo entre el Paleoceno y Eoceno Inferior (Mella, 2001) (figura 6.17).



**Figura 6.17:** Perfil paleogeográfico esquemático de la cuenca de Magallanes en el Paleoceno-Eoceno Inferior. El aumento de la carga tectónica produce un alzamiento de la plataforma producto de la implantación del bulbo periférico. Este aumento de la carga tectónica produce, además, un aumento de la tasa de subsidencia la cual estuvo acompañada de una alta tasa de sedimentación cercana al equilibrio entre ambas. Modificado de Mella (2001).

Finalmente en la figura 6.18 se presenta un esquema simplificado de distribución de facies dentro de una cuenca de antepaís, donde se observa para cada cuña de sedimentos una progresiva disminución granulométrica entre los depósitos del borde más subsidente y sus coetáneos del extremo cratónico, rasgo que se interpreta como consecuencia de la progresiva disminución en la energía depositacional, desarrollada desde los terrenos alzados del borde activo hacia el antepaís. Este patrón de distribución es más o menos constante en la mayoría de las cuencas de antepaís, sin embargo su geometría y extensión varían considerablemente. Como se puede observar la interpretación de facies realizada responde a la distribución de facies que muestra el esquema. Dado que la carga tectónica se ubica hacia el Oeste de nuestra zona de estudio es esperable que los sedimentos más cercanos al borde activos, es decir, hacia el Oeste se encuentren más compactados ya que han sido depositados en zonas más profundas y que su granulometría sea mayor que la de las rocas ubicadas hacia el Este.



**Figura 6.18:** Esquema simplificado de distribución de facies dentro de una cuenca de antepaís. Se observa para cada cuña de sedimentos una progresiva disminución granulométrica entre los depósitos del borde más subsidente y sus coetáneos del extremo cratónico como consecuencia de la progresiva disminución en la energía depositacional. Tomado de Flemings y Jordan (1989).

## 7 Conclusión.

A raíz de los resultados obtenidos en este trabajo, se concluye que:

- Las 7 inversiones simultáneas realizadas, cada una con distintos pozos de calibración y pozos ciegos, entregan resultados similares, pero las mejores predicciones se obtuvieron con la Inversión 1.
- Los errores obtenidos entre la sísmica sintética y la sísmica registrada es pequeño, esto evidenciado por la baja amplitud que se obtiene en los cubos sísmicos residuales. Con lo cual se valida la metodología para las inversiones realizadas.
- Se observa una buena correlación (correlación cruzadas  $>0,7$ ) en la ventana de inversión (400 ms aproximadamente) entre los parámetros obtenidos por el modelo de inversión ( $I_p$ ,  $I_s$ ,  $\rho$ ,  $\lambda$  y  $\mu$ ) y estos mismos obtenidos a partir de los registros de pozos.
- Los mapas de los promedios de los módulos elásticos en la Zona de Interés obtenidos por el modelo de inversión muestran tendencia muy similares a los mapas obtenidos a partir de los registros de pozos.
- Los parámetros que mejores predicciones entregaron fueron  $\lambda/\mu$  y  $v$ . Mientras que  $\lambda$  fue el parámetro con peor predicción. Las diferencias entre el modelo de inversión y los registros de pozo pueden deberse: (1) al diferente contenido de frecuencia entre la sísmica y los registros de pozo, (2) el modelo inicial no es representativo de algunas zonas, (3) hay 2 pozos ubicados muy cerca del borde del cubo sísmico y (4) presencia de fallas en la ubicación de algunos pozos.
- Las variaciones de los módulos elásticos calculados dependen de la compactación ( $E$ ,  $\lambda$  y  $\mu$  aumentan su valor mientras que  $v$  disminuye), la presencia de gas en los espacios porales (la presencia de gas disminuye los valores de  $\lambda$  y  $v$ ) y de la litología (las areniscas tienden a alojar mayor cantidad de gas que las lutitas).
- Los parámetros de Lamé resultan ser una mejor herramienta para detectar gas en los espacios porales respecto de las velocidades de onda. La zona de interés se caracteriza por presentar bajos valores de  $\lambda$  y  $\lambda/\mu$  con respecto a las unidades que la sub y sobreyacen, debido a la presencia de gas.
- La compactación y la litología (ligada a la presencia de gas) responden a la distribución de facies dentro de una cuenca de antepaís donde los depósitos del borde más subsidente tienen una mayor granulometría que los depósitos coetáneos del extremo cratónico. Producto de esto es que en la zona de estudio tenemos las rocas más frágiles hacia el Oeste, ya que estas rocas están más compactadas porque se depositaron a mayor profundidad y tienen un menor contenido de arcillas debido a que están más cercanas a los terrenos alzados del borde activo en comparación con las rocas ubicadas hacia el Este en la zona de estudio.
- De acuerdo a los antecedentes recopilados el ambiente de depositación correspondería a una plataforma alzada. El alzamiento de la plataforma se atribuye a la implantación del bulbo periférico en respuesta del aumento de la carga tectónica que se produjo entre el Paleoceno y Eoceno Inferior.

## 8 Bibliografía.

Aki, K., and P. G. Richards, 1980, *Quantitative seismology: Theory and methods*: W. H. Freeman and Co.

Asquith, G. B., Krygowski, D., & Gibson, C. R., 2004. *Basic well log analysis* (Vol. 16). Tulsa: American association of petroleum geologists.

Backus, G.E., 1962. Long-wave elastic anisotropy produced by horizontal layering. *Journal of Geophysical Research*, 67(11), 4427-4440.

Bacon, M., Simm, R., & Redshaw, T., 2007. *3-D seismic interpretation*. Cambridge University Press.

Barclay, F., Bruun, A., Bolding, K., Camara, J., Cooke, A., Salter, D., Godfrey, R., Lowden, D., McHugo, S., Özdemir, H., Pickerin, S., González, F., Herwanger, J., Volterrani, S., Murineddu, A. y Roberts, R., 2008. Inversión Sísmica: Lectura entre líneas. *Oilfield Review*, Schlumberger, vol. 20(2): pp. 44-66.

Barker, P.F. 2001. Scotia Sea regional tectonic evolution: implications for mantle flow and paleocirculation. *Earth-Science Reviews* 55: 1-39.

Barwick, J., 1955, *The surface stratigraphy of portions of Magallanes Province, Chile: Informe Técnico ENAP* (inérito) Santiago.

Bassiouni, Z., 1994. *Theory, measurement, and interpretation of well logs* (Vol. 4). Henry L. Doherty Memorial Fund of AIME, Society of Petroleum Engineers.

Beylkin, G., 1987, Discrete Radon transform: *IEEE Transactions on Acoustics, Speech, and Signal Processing*, 35, no. 2, 162–172.

Biddle, K.T., Uliana, M.A., Mitchum, R.M., Fitzgerald, M.G., Wright, R.C., 1986. The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes basin, southern South America. In: Allen, P.A., Homewood, P. (eds.). *Foreland basins: International Association of Sedimentologists, Special Publication*, 8, 41-61.

Blisniuk, P.M., Stern, L.A., Chamberlain, C.P., Idleman, B., Zeitler, P.K., 2005, Climate and ecological changes during Miocene surface uplift in the southern Patagonian Andes: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 230, p. 125–142.

Bortfeld, R., 1961, Approximations to the reflection and transmission coefficients of plane longitudinal and transverse waves: *Geophysical Prospecting*, **9**, no. 4, 485–502

Britt, L. K., Otzen, G., Guzman, M., Kusanovic, G., Alqatrani, G., & Dunn-Norman, S., 2016. Hydraulic Fracturing of a Clay Rich Formation in Southern Chile: The Challenges & Successes. In *SPE Asia Pacific Hydraulic Fracturing Conference*. Society of Petroleum Engineers.

Calderón, M., Fildani, A., Hervé, F., Fanning, C.M., Weislogel, A., Cordani, U., 2007. Late Jurassic bimodal magmatism in the northern sea-floor remnant of the Rocas Verdes Basin, southern Patagonian Andes. *J. Geol. Soc. London* 164, 1011-1022.

Calderón, M., Prades, C., Hervé, F., Avendaño, V., Fanning, C., Massonne, H., Theye, T., Simonetti, A., 2013. Petrological vestiges of the Late Jurassic-Early Cretaceous transition from rift to back-arc basin in southernmost Chile: New age and geochemical data from the Capitán Aracena, Carlos III, and Tortuga ophiolitic complexes. *Geochem. J.* 47, 201-217.

Cañón, A y Ernst, M., 1975. Cuadro de correlaciones estratigráficas de la Provincia de Magallanes. Informe inédito, Archivo Técnico ENAP.

Cañón, A., 1968. Cronoestratigrafía de los sedimentos terciarios de Tierra del Fuego, Provincia de Magallanes. Memoria de prueba para optar al Título de Geólogo, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, Santiago.

Carpinelli, A., Saa, A., Radic, J., Valderrama, J., Zurita, E., 2013. Formación Zona Glauconítica Inferior, Área Cabaña- Río del Oro, Propuestas de pozos 2013-2014. Informe inédito, Archivo Técnico ENAP.

Castagna, J. P., 1993. AVO analysis—Tutorial and review. Offset-dependent reflectivity: Theory and practice of AVO analysis: *SEG Investigations in Geophysics*, (8), 3-36.

Castagna, J. P., Batzle, M. L., & Eastwood, R. L., 1985. Relationships between compressional-wave and shear-wave velocities in clastic silicate rocks. *Geophysics*, 50(4), 571-581.

Castelli, J.C.& L. Rojas, 1994. Evaluación Geológica de la Precordillera de Magallanes. ENAP. inédito, cías. 1-0100-278

Charrier, R. y Lahsen, A., 1965. El límite cretácico-terciario entre el Seno Skyring y el Estrecho de Magallanes. Memoria de prueba para optar al Título de Geólogo, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, Santiago.

Chopra, S., & Castagna, J. P., 2014. AVO. *Society of Exploration Geophysicists*.

Clavier C, Hoyle W, Meunier D., 1971. Quantitative interpretation of thermal neutron decay time logs: Part I. Fundamentals and techniques. *Journal of Petroleum Technology* 23: 743- 755.

Connolly, P., 1999, Elastic impedance: The Leading Edge, **18**, no. 4, 438–452

Cortés, R. 1963. Sección geológica del terciario entre San Jose y Vania. Informe inédito, Archivo Técnico ENAP.

Cortés, R., Céspedes, S., 1955, Levantamiento geológico del área Filaret – Río Chico. Informe Inédito, Archivo Técnico, ENAP.

Cunningham, W.D., 1993. Strike-slip faults in the southernmost Andes and the development of the Patagonian Orocline. *Tectonics* 12, 169-186

Dalziel, I. W. D. y Brown, R. L. 1989. Tectonic denudation of the Cordillera Darwin metamorphic core complex, Tierra del Fuego, implications for cordilleran orogenesis: *Geology*. Vol. 17: 699-703.

Dalziel, I.W.D., de Wit, M.J., Palmer, K.F., 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature* 250, 291-294.

Dalziel, I.W.D., Lawver, L.A., Norton, I.O., Gahagan, L.M., 2013. The Scotia Arc: Genesis, Evolution, Global Significance. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 41, 767-793.

Decat J. y Pomeyrol, R., 1931. Informe geológico sobre las posibilidades petrolíferas de la Región Magallánica (21-VII-1929). *Boletín Minero, Sociedad Nacional de Minería, Santiago*, año 47, 43 (389), 763-772 pp.

Diraison, M., Cobbold, P. R., Gapais, D., Rossello, E. A., & Le Corre, C., 2000. Cenozoic crustal thickening, wrenching and rifting in the foothills of the southernmost Andes. *Tectonophysics*, 316(1), 91-119.

Elthon, D., Stern, C.R., 1978. Metamorphic petrology of the Sarmiento ophiolite complex, Chile. *Geology* 6, 464-468.

Fatti, J. L., G. C. Smith, P. J. Vail, P. J. Strauss, and P. R. Levitt, 1994, Detection of gas in sandstone reservoirs using AVO analysis: A 3-D seismic case history using the geostack technique: *Geophysics*, 59, no. 9, 1362–1376

Fildani, A., Cope, T.D., Graham, S.A., Wooden, J.L., 2003. Initiation of the Magallanes foreland basin: Timing of the southernmost Patagonian Andes orogeny revised by detrital zircon provenance analysis. *Geology* 31, 1081-1084.

Flemings, P. B. y Jordan, T. E., 1989. A synthetic stratigraphic model for foreland basin development. *Journal of Geophysical Research*, 94, 3.851-3.866 pp.

Fosdick, J.C., Romans, B.W., Fildani, A., Bernhardt, A., Calderon, M., Graham, S.A., 2011. Kinematic evolution of the Patagonian retroarc fold-and-thrust belt and Magallanes foreland basin, Chile and Argentina, 51 30'S. *Geol. Soc. Am. Bull.* 123, 1679-1698.

Francis, A., 2014. A simple guide to seismic inversion. *GEOExPro*, 10(2), 46-50.

Fuenzalida, R. H., 1972. Geological Correlation Between the Patagonian Andes and Antarctic Peninsula and Some Tectonic Implications.

Fuenzalida, R. y Covacevich, V., 1988. Volcanismo y bioestratigrafía del Jurásico Inferior en la Cordillera Patagónica, Región de Magallanes, Chile. Quinto Congreso Geológico Chileno. Tomo III. H 159183

Galeazzi, J.S., 1998. Structural and stratigraphic evolution of the western Malvinas basin, Argentina: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*: 82, N°4, Pág. 596-636.

Gallardo, A. 1958. Estudio Regional de la Zona Glauconítica. Informe inédito, Archivo Técnico ENAP.

Gallardo, R. E., 2014. Seismic sequence stratigraphy of a foreland unit in the Magallanes-Austral Basin, Dorado Riquelme Block, Chile: Implications for deep-marine reservoirs. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*, 21(1), 49-64.

González de Vallejo, L. I., Ferrer, M., Ortuño, L., & Oteo, C., 2002. *Ingeniería geológica*. Pearson Educación.

González, E., 1953. Estratigrafía y distribución de los grupos El Salto y Palomares en gran parte de la Cuenca de Magallanes. Informe inédito, Archivo Técnico ENAP.

González, E., 1965. La cuenca petrolífera de Magallanes, Apartado Revista Minerales, año XX, Santiago de Chile, 91, 1-15 pp.

Goodway, B., 2001. AVO and Lamé constants for rock parameterization and fluid detection. *CSEG Recorder*, 26(6), 39-60.

Goodway, B., Chen, T., & Downton, J., 1997. Improved AVO fluid detection and lithology discrimination using Lamé petrophysical parameters; “ $\lambda\rho$ ”, “ $\mu\rho$ ”, & “ $\lambda/\mu$  fluid stack”, from P and S inversions. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 1997* (pp. 183-186). Society of Exploration Geophysicists.

Hampson, D. P., Russell, B. H., & Bankhead, B., 2005. Simultaneous inversion of pre-stack seismic data. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2005* (pp. 1633-1637). Society of Exploration Geophysicists.

Hampson, D., 1986. Inverse velocity stacking for multiple elimination: *Canadian Journal of Exploration Geophysics*, 22, no. 1, 44-55

Han, D. H., Nur, A., & Morgan, D., 1986. Effects of porosity and clay content on wave velocities in sandstones. *Geophysics*, 51(11), 2093-2107.

Harambour, S., Soffia, J. M, 1988, *Evaluación Geológica y Petrolera del extremo Norte de Ultima Esperanza*, Empresa Nacional del Petróleo (informe interno) 180 p., Santiago.

Hauser, A. 1964. La zona glauconítica en la plataforma Springhill, Magallanes, Chile. Degree memory (Unpublished) Escuela de Geología, Universidad de Chile.

Herrero, C., Mella, P., Moraga, J. y Donoso, L., 1999. Cuenca de Magallanes: Situación actual y proyección de la exploración, Departamento de Exploraciones. Informe Inédito, Archivo Técnico Enap., 34 p.

Hervé, F., Calderon, M., Fanning, M., Kraus, S., Pankhurst, R., 2010a. SHRIMP chronology of the Magallanes Basin basement, Tierra del Fuego: Cambrian plutonism and Permian high-grade metamorphism. *Andean Geology* 37, 253-275.

Hervé, F., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., Mpodozis, C., Klepeis, K., Calderon, M., Thomson, S.N., 2010b. Detrital zircon SHRIMP U-Pb age study of the Cordillera Darwin Metamorphic Complex of Tierra del Fuego: sedimentary sources and implications for the evolution of the Pacific margin of Gondwana. *Journal of the Geological Society* 167, 555-568.



Hervé, F., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Calderón, M., Yaxley, G.M., 2007. The South Patagonian Batholith: 150 My of granite magmatism on a plate margin. *Lithos* 97, 373-394.

Hervé, F., Fanning, C. M., Pankhurst, R. J., 2003, Detrital zircon age patterns and provenance of the metamorphic complexes of southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 16, p. 107-123

Hilchie, D. W., 1978. *Applied openhole log interpretation*: Golden, Colorado,

Hinterwimmer, G. A., Messinger, V. E. y Soave, L. A. 1984. Análisis de facies, porosidad y diagénesis de una secuencia de playa-Formación Springhill-en el sondeo Puesto Barros, Provincia de Santa Cruz: Congreso Geológico Argentino N° 9, Actas Vol. 5: 136-145, San Carlos de Bariloche.

Jaeger, J. C., and N. G. W. Cook, "Fundamentals of Rock Mechanics", 4th ed., 475 pp, Blackwell, Oxford, 2007.

Katz, H. R. 1963, Revision of Cretaceous Stratigraphy in the Patagonian Cordillera of Ultima Esperanza, Magallanes Province, Chile: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 47(3), p. 506-524.

Keidel, I., Hemmer, A., 1931. Informe preliminar sobre las investigaciones efectuadas en la región petrolífera de Magallanes en los meses de verano de 1928-1929 (12-XII-1929). *Boletín Minero*, Sociedad Nacional de Minería, Santiago, año 47, 48 (388), 706-717 pp.

Klepeis, K.A., 1994. Relationship between uplift of the metamorphic core of the southernmost Andes and shortening in the Magallanes foreland fold and thrust belt, Tierra del Fuego, Chile. *Tectonics* 13, 882-904.

Klepeis, K.A., Betka, P., Clarke, G., Fanning, M., Hervé, F., Rojas, L., Mpodozis, C., Thomson, S., 2010. Continental underthrusting and obduction during the Cretaceous closure of the Rocas Verdes rift basin, Cordillera Darwin, Patagonian Andes. *Tectonics* 29, 1-24.

Larionov V V., 1969. Radiometry of boreholes (in Russian). Nedra, Moscow

Lindsay, R., & Van Koughnet, R., 2001. Sequential Backus Averaging: Upscaling well logs to seismic wavelengths. *The Leading Edge*, 20(2), 188-191.

Liner, C. y Fei, T., 2007. The Backus number. *The Leading Edge*, 26, 420–426.

Lynn, H. B., 2004. The winds of change: Anisotropic rocks – their preferred direction of fluid flow and their associated seismic signatures. *The Leading Edge*, 23, 1156–1162, 1258–1268.

Malumián, N., Hromic, T., & Nández, C., 2013. El Paleógeno de la cuenca de Magallanes: bioestratigrafía y discontinuidades. In *Anales del Instituto de la Patagonia* (Vol. 41, No. 1, pp. 29-52). Universidad de Magallanes.

Marchant, M., 1992. Edad y paleoecología de las formaciones terciarias en el área de Dorado Sur-Kimiri Aike Sur, Magallanes, Chile, mediante el estudio de foraminíferos (ProtozoaForaminiférida). Tesis presentada a la escuela de graduados de la Universidad de

Concepción para optar al grado de Magister en Ciencias con mención en Zoología. Concepción, Chile.

Mavko, G., Mukerji, T., & Dvorkin, J., 2003. The rock physics handbook: Tools for seismic analysis of porous media. Cambridge university press.

McAtamney, J., Klepeis, K., Mehrtens, C., Thomson, S., Betka, P., Rojas, L., Snyder, S., 2011. Along-strike variability of back-arc basin collapse and the initiation of sedimentation in the Magallanes foreland basin, southernmost Andes (53-54.5°S). *Tectonics* 30, TC5001.

Mella, P., 2001, Control Tectónico en la Evolución de la Cuenca de Antepaís de Magallanes, XII Región, Chile: Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra, Memoria para optar al Título de Geólogo, 149 p.

Menke, W., 1989: Geophysical data analysis: discrete inverse theory.- 289 págs. Academic Press, California

Moraga, J., 1996. Prospección de Hidrocarburos en Cuencas de Extensión Precretácicas, Magallanes, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 117 pp. (inédito).

Mordojovich, C., 1951. Geología de subsuperficie, Península Espora, Tierra del Fuego Informe inédito, Archivo Técnico ENAP.

Mpodozis, C. 2004. Evolución tectónica de la Patagonia austral y cuenca de Antepaís de Magallanes. Informe Inédito, Archivo Técnico, ENAP.

Mpodozis, C., Mella, P., Padva, D., 2011. Estratigrafía y megasecuencias sedimentarias en la cuenca Austral-Magallanes, Argentina y Chile. VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos.

Natland, M.L., González, E., Cañon, A. y Ernst, M., 1974. A system of stages for correlation of Magallanes basin sediments. *The Geological Society of America, Memoir* 139, 1-26 pp.

Nichols, G., 2009. *Sedimentology and stratigraphy*. John Wiley & Sons.

O'Brien, P. N. S. and Lucas, A. L., 1971. Velocity dispersión of seismic waves. *Geophysical Prospecting*, 19, 1-26.

Pankhurst, R.J., Riley, T.R., Fanning, C.M., Kelley, S.P., 2000. Episodic Silicic Volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of Magmatism Associated with the Break-up of Gondwana. *J. Petrol.* 41, 605-625.

Pendrel, J., 2006. Seismic inversion—a critical tool in reservoir characterization. *Scandinavian oil-gas magazine*, 5(6), 19-22.

Pittion, J.L., Arbe, H.A., 1999. Sistemas petroleros de la Cuenca Austral. IV° Congreso Exploración y desarrollo de hidrocarburos, Mar del Plata, Actas I, 239-262.

Poblete Gómez, F. A. 2015. Formación del Oroclino Patagónico y evolución paleogeográfica del sistema Patagonia-Península Antártica.

Radic, J. P., Mpodozis, C., & Alvarez, P., 2007. Tectonic evolution of the Magallanes Fold and Thrust Belt between Seno Skyring and Peninsula Brunswick, southernmost Andes: Geosur 2007 International Congress on the Geology and Geophysics of the Southern Hemisphere. Santiago, Chile.

Raymer, L. L., Hunt, E. R., & Gardner, J. S., 1980. An improved sonic transit time-to-porosity transform. In SPWLA 21st annual logging symposium. Society of Petrophysicists and Well-Log Analysts.

Richards, P. G., and C. W. Frasier, 1976, Scattering of elastic waves from depth-dependent inhomogeneities: *Geophysics*, **41**, no. 3, 441–458

Ricker, N., 1940. The form and nature of seismic waves and the structure of seismograms. *Geophysics*, 5(4), 348-366.

Rickman, R., Mullen, M. J., Petre, J. E., Grieser, W. V., & Kundert, D., 2008. A practical use of shale petrophysics for stimulation design optimization: All shale plays are not clones of the Barnett Shale. In SPE Annual Technical Conference and Exhibition. Society of Petroleum Engineers.

Robbianno, J. A., Arbe, H. y Gangui, A. 1996. Cuenca Austral Marina, In Ramos, V. A., Turic, M (eds): *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. Congreso Geológico Argentino N°13 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos N° 3. (Relatorio, 19): 343-358, Buenos Aires.

Robles, R., Gómez, P. y Arellano, A.R., 1956. Foraminíferos del Cretácico Superior y Paleoceno de la Provincia de Magallanes, Chile. Resumen Trabajos presentados al XX Congreso Geológico Internacional, Mexico, 184-185 pp.

Rose, J., F., 1977. The Upper Cretaceous and Tertiary marine cytheracean ostracods of the Magallanes Basin, southern Chile. Ph D Thesis, University of Hull, Inglaterra.

Ruby, G., 1945. Mina Rica Structure, Seno Otway district, Magallanes. Informe inédito, Archivo Técnico ENAP.

Ryu, J. V., 1980, Decomposition (DECOM) of seismic gathers into velocity components by a space-time filter: Presented at the 50th Annual International Meeting, SEG.

Schenk, C. J., Charpentier, R. R., Pitman, J. K., Tennyson, M. E., Brownfield, M. E., Gaswirth, S. B., Le, P. A., Leathers-Miller H. M. & Marra, K. R. 2016. Assessment of unconventional tight-gas resources of the Magallanes Basin Province, Chile, 2015 (No. 2015-3085). US Geological Survey.

Schlumberger, 1972, *Interpretación de Perfiles Fundamentos*, Volumen I, New York, pp. 198.

Sheriff, R. E., 1981. II. Migration to Remedy Geometric Distortions.

Shuey, R. T., 1985, A simplification of the Zoeppritz equations: *Geophysics*, **50**, no. 4, 609–614

Simm, R., & Bacon, M., 2014. *Seismic Amplitude: An interpreter's handbook*. Cambridge University Press.

Smith, G. C., and P. M. Gidlow, 1987, Weighted stacking for rock property estimation and detection of gas: *Geophysical Prospecting*, 35, no. 9, 993–1014

Stern, C.R., De Wit, M.J., 2003. Rocas Verdes ophiolites, southernmost South America: remnants of progressive stages of development of oceanic-type crust in a continental margin back-arc basin. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 218, 665-683.

Stieber S. J. 1970. Pulsed neutron capture log evaluation - Louisiana Gulf Coast. SPE Fall Meeting AIME, Conference paper: 2961-MS

Suárez, M., & Pettigrew, T. H., 1976. An upper Mesozoic island-arc-back-arc system in the southern Andes and South Georgia. *Geological Magazine*, 113(04), 305-328.

Suárez, M., 1979, A Late Mesozoic Island arc in the southern Andes, Chile. *Geological Magazine*, v.116, p. 167-179.

Thomas, C. R., 1949. Geology and petroleum exploration in Magallanes Province, Chile. *Bulletin American Association of Petroleum Geologists*, 33 (9), 1555-1578 pp.

Thomsen, L., 1986. Weak elastic anisotropy. *Geophysics*, 51, 1954–1966.

Thomson, S., Hervé, F., 2001, An extensive new fissiontrack thermochronological database from the coastal Patagonian Andes (47° to 53°S): a record of Cenozoic extension and magmatism: *Proceedings, 5th International Symposium on Andean Geodynamics*, IRD/Université Paul Sabatier, Toulouse, p. 637-640.

Tiab, D., & Donaldson, E. C., 2015. *Petrophysics: theory and practice of measuring reservoir rock and fluid transport properties*. Gulf professional publishing.

Tosaya, C., & Nur, A., 1982. Effects of diagenesis and clays on compressional velocities in rocks. *Geophysical Research Letters*, 9(1), 5-8.

Uliana, M., Biddle, K. y Cerdan, J. 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentina sedimentary basins. En Tankard A.J. y H. Balkwill (eds.) *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 46: 599-614.

Ursin, B. 1990. Offset-dependent geometrical spreading in a layered medium. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 1989* (pp. 1156-1159). Society of Exploration Geophysicists.

Walden, A. T. and White, R. E., 1984. On errors of fit and accuracy in matching synthetic seismograms and seismic traces. *Geophysical Prospecting*, 32, 871–891.

White, R. E. (1980). Partial coherence matching of synthetic seismograms with seismic traces. *Geophysical Prospecting*, 28, 333–358.

White, R. E. and Simm, R. W., 2003. Tutorial – good practice in well ties. *First Break*, 21, 75–83.

White, R. E., 1980. Partial coherence matching of synthetic seismograms with seismic traces. *Geophysical Prospecting*, 28(3), 333-358.

White, R. E., 1997. The accuracy of well ties: Practical procedures and examples. *SEG Annual Meeting Abstract*.

Wikel, K., 2011. Geomechanics: Bridging the gap from geophysics to engineering in unconventional reservoirs. *First Break*, 29(10), 71-80.

Wilson, T.J., 1991. Transition from back-arc to foreland basin development in the southernmost Andes: Stratigraphic record from the Última Esperanza District, Chile. *Geological Society of America Bulletin* 103, 98-111.

Wyllie, M. R. J., & Gregory, A. R., 1953. Formation factors of unconsolidated porous media: Influence of particle shape and effect of cementation. *Journal of Petroleum Technology*, 5(04), 103-110.

Wyllie, M. R. J., Gregory, A. R., & Gardner, G. H. F., 1958. An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media. *Geophysics*, 23(3), 459-493.

Wyllie, M. R. J., Gregory, A. R., & Gardner, L. W., 1956. Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. *Geophysics*, 21(1), 41-70.

Yagupsky, D., 2004. Estudio sismoestratigráfico y estructural del sector meridional de las cuencas de Magallanes y Malvinas. Graduate thesis. University of Buenos Aires, 111 pp.

Zoback, M. D., 2007. *Reservoir geomechanics*. Cambridge University Press.

Zoeppritz, K., 1919, Erdbebenwellen VII, VII B, Über Reflexion und Durchgang seismischer Wellen durch Unstetigkeitsflächen [On the reflection and transmission of seismic waves at surfaces of discontinuity]: *Nachrichten von der Königlichen Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Mathematisch-physikalische Klasse*, 66–84.

## Anexos

### Anexo I: Calculo de Porosidad con Registros Sónicos.

Para calcular la porosidad con estos registros de tiempos de tránsito existen relaciones de velocidad-porosidad empíricas entre las que encontramos los siguientes modelos:

- Ecuación de tiempo de tránsito promedio de Wyllie:

Evaluaciones de Wyllie *et al.* (1956, 1958, 1963) revelaron que una relación relativamente simple puede ser encontrada entre la velocidad y la porosidad en rocas sedimentarias cuando (1) tengan una mineralogía relativamente uniforme, (2) estén saturadas de un fluido y (3) tengan una presión efectiva alta. Wyllie aproxima estas relaciones con la expresión:

$$\frac{1}{V_P} = \frac{\phi}{V_{P-fl}} + \frac{1 - \phi}{V_{P-0}}$$

Donde  $V_p$ ,  $V_{P-0}$  y  $V_{P-fl}$  son las velocidades de la onda P de las rocas saturadas, del material mineralógico que caracteriza la roca y del fluido de poro, respectivamente. Algunos valores para  $V_{P-0}$  son mostrados en la siguiente tabla.

	$V_{P-0}$ (m/s)
Arenisca	5480 a 5950
Caliza	6400 a 7000
Dolomita	7000 a 7925

**Tabla 1:** Valores típicos de velocidades de onda P.

La interpretación de esta expresión es que el tiempo de tránsito total para la onda compresional es la suma del tiempo de tránsito en el mineral más el tiempo de tránsito en el fluido de poro. Por lo tanto, es a menudo llamada la ecuación de tiempo promedio (Mavko *et al.*, 2003).

El uso directo de la fórmula de Wyllie debe usarse con cuidado pues entrega valores de porosidades demasiado altos en arenas no consolidadas e insuficientemente compactas. Dichas litologías se presentan más comúnmente en formaciones geológicamente más recientes y especialmente a poca profundidad. Para obtener la porosidad mediante registros sísmicos en estas formaciones se debe agregar un factor empírico de compactación ( $C_p$ ) a la ecuación de Wyllie *et al.* (1958):

$$\phi = \left( \frac{1/V_P - 1/V_{P-0}}{1/V_{P-fl} - 1/V_{P-0}} \right) * \frac{1}{C_p}$$

El factor de compactación es obtenido de la siguiente formula:

$$C_p = \frac{\Delta t_{sh} * C}{100}$$

Donde  $\Delta t_{sh}$  es el intervalo de tiempo de tránsito en una arcillolita adyacente a la formación de interés (en  $\mu\text{seg}/\text{ft}$ ) y  $C$  es una constante la cual normalmente es 1.0 (Hilchie, 1978).

- Relaciones de Raymer-Hunt-Gardner

Raymer *et al.* (1980), sugiere mejoras a las relaciones empíricas de Wyllie velocidad-tiempo de tránsito, así (Mavko *et al.*, 2003):

$$V = (1 - \phi)^2 V_0 + \phi V_{fl} \quad \phi < 37\%$$

$$\frac{1}{\rho V^2} = \frac{\phi}{\rho_{fl} V_{fl}^2} + \frac{1 - \phi}{\rho_0 V_0^2} \quad \phi > 47\%$$

Donde  $V$ ,  $V_{fl}$  y  $V_0$  son las velocidades en la roca, fluido de poro y en los minerales, respectivamente. Los términos  $\rho$ ,  $\rho_{fl}$  y  $\rho_0$  son las densidades de la roca, el fluido de poro y los minerales, respectivamente. Una tercera expresión para porosidades intermedias es derivada como una simple interpolación entre las dos relaciones anteriores:

$$\frac{1}{V} = \frac{0.47 - \phi}{0.10} \frac{1}{V_{37}} + \frac{\phi - 0.37}{0.10} \frac{1}{V_{47}}$$

Donde  $V$  es calculada de la fórmula de baja porosidad,  $\phi=0.37$ , y  $V$  es calculada de la fórmula de alta porosidad,  $\phi=0.47$ .

Como el modelo de Wyllie solo considera una mineralogía homogénea se han hecho correcciones y otras metodologías empíricas para mineralogía compleja, tal como arenas arcillosas (Han *et al.*, 1986; Tosaya y Nur, 1982; Castagna *et al.*, 1985). La limitante de estas relaciones empíricas es que las muestras que se van a evaluar deben tener condiciones similares a las que fueron determinadas cada una de las ecuaciones.

## Anexo II: Resumen de Informe de Procesamiento del Cubo Arenal.

La adquisición sísmica 3D registrada en el proyecto ARENAL 3D, Cuenca de Magallanes, XII región, fue realizada por la empresa WesternGeco entre Enero y Abril del año 2008.

Los registros en total suman 45795, cubriendo una superficie de 986 Km<sup>2</sup> de sísmica 3D.

### Procesamiento de Datos.

#### 1. Geometría

Las bases de datos con la geometría de Arenal 3D fueron creadas a partir de la información recibida del campo. La geometría fue adecuadamente controlada con la información disponible, tanto de topografía como de los partes de observador.

#### Grillado y Ordenamiento por CMPs :

Antes de realizar el ordenamiento por CMPs, todo el volumen de datos fue grillado utilizando una grilla de procesamiento rectangular. Esta grilla consiste en celdas de 30 x 30 m<sup>2</sup>, con incremento de 1 en la numeración de *inline* y *crossline*.

#### 2. Recuperación de Ganancia

Se aplicó un factor exponencial de ganancia =  $t^2$ .

#### 3. Atenuación de Ruido Pre-Deconvolución.

##### Atenuación de Amplitudes Anómalas (AAA)

Es un proceso utilizado para remover ruido aleatorio de alta y baja frecuencia. El cual discrimina el ruido en un rango de frecuencia especificado y luego examina bandas que contengan niveles de amplitudes que excedan en un umbral especificado la amplitud media, considerándolas así amplitudes anómalas.

Se realizaron 2 pasos de atenuación de ruido como se muestra en la siguiente tabla.

Etapa	Dominio	Rango de Frecuencia
Pre-Deconvolución	Disparo	0-30
Pre-Deconvolución	Disparo - Random	30-100

#### 4. Deconvolución Consistente en Superficie.

Se aplicó una deconvolución *spiking* consistente en superficie, con una longitud del operador de 200 ms, porcentaje de ruido blanco 0,01 %. La ventana utilizada en el análisis espectral de la deconvolución fue la siguiente:



<b>Ventana</b>	<b>Tiempo Inicial a offset cero (ms)</b>	<b>Velocidad (Hip) (m/s)</b>	<b>Tiempo Final a offset cero (ms)</b>	<b>Velocidad (Hip) (m/s)</b>
1	700	1600	3200	1800

## **5. Atenuación de Ruido Post-Deconvolución**

### **Atenuación de Amplitudes Anómalas (AAA)**

Se realizaron 2 pasos adicionales de atenuación de ruido para el ruido residual existente luego de la deconvolución, como se muestra en la siguiente tabla.

<b>Etapas</b>	<b>Dominio</b>	<b>Rango de Frecuencia</b>
Pre-Deconvolución	Disparo	0-30
Pre-Deconvolución	Disparo - Random	30-100

## **6. Compensación de amplitudes consistentes en superficie (SCAC)**

SCAC es un programa consistente en superficie, diseñado para compensar la variación de amplitud existente entre distintas fuentes y receptores. Su aplicación produce la equiparación entre las amplitudes.

En este paso se realiza el análisis y la descomposición consistente en superficie de las amplitudes presentes en los datos y se utilizan estas estimaciones estadísticas como referencia para compensar, de modo confiable, las variaciones de energía sísmica transmitida y recibida; nos referimos a las variaciones de energía causadas por diferencias de acoplamiento con el terreno entre las distintas estaciones fuentes y receptoras, respectivamente. Este proceso se aplica en un esquema de proceso donde se preservan las amplitudes relativas.

## **7. Análisis de Velocidades y Stacks por Elevación**

Se realizaron análisis de velocidades cada 900 m en dirección *InLines* y en dirección *XLines* para generar *Stacks* por elevación en líneas de control, también espaciadas cada 900 m en ambas direcciones.

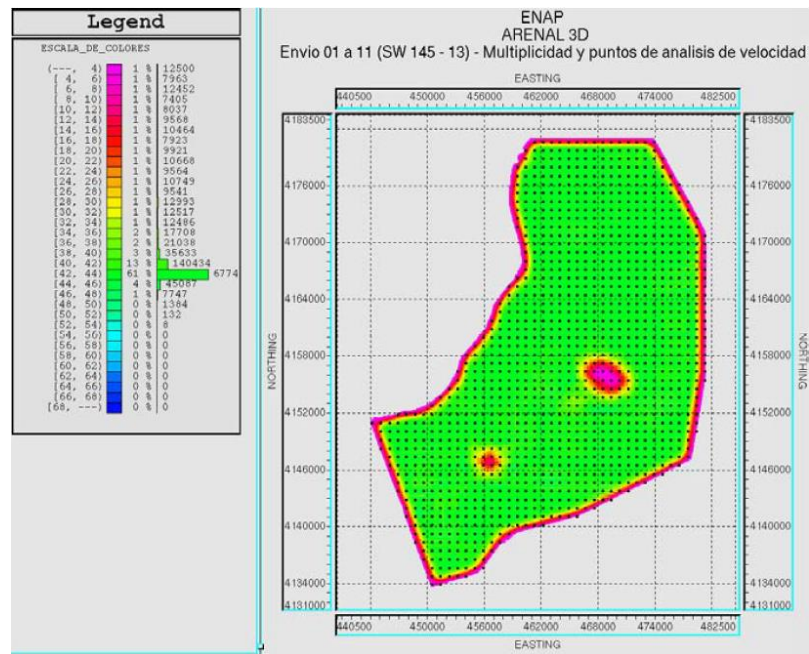


Figura 1: Ubicación de los análisis de velocidad.

## 8. Control de *UpHoles*

Se realizó el control de los 55 *Up-Holes* registrados en el área, a los efectos de dimensionar tanto la velocidad como el espesor del *weathering* o capa meteorizada.

Los datos obtenidos fueron interpolados e incorporados en el cálculo de las Correcciones Estáticas por Refracción, para modelar correctamente las variaciones más superficiales del área.

## 9. Cálculo de Correcciones Estáticas por Refracción.

Las correcciones estáticas se calcularon por el método de refracción, en el cual utilizando el picado de los primeros arribos de los registros de producción, se calculan los tiempos de retardo debajo de las estaciones receptoras y emisoras. A partir de estos valores y de información adicional de la velocidad del *weathering* se calculan correcciones estáticas para cada una de estas posiciones. La velocidad de *weathering* aplicada fue variable en función de los datos obtenidos desde los *UpHoles* realizados en el proyecto.

## 10. Análisis Preliminar de Velocidades.

Con la aplicación de correcciones estáticas de refracción se realizó un primer análisis de velocidades, en posiciones separadas 900 metros entre sí, en direcciones *inline* y *crossline*.

Para cada posición se realizó un análisis de semblanzas y reagrupamiento de CMP gathers. El picado de las velocidades se realizó interactivamente en estación de trabajo usando el programa de WesternGeco INVA®.

Una vez aplicadas las estáticas de refracción, se realizó un control de las velocidades preliminares. Para esto se recalcularon los análisis de velocidad con las nuevas estáticas. Con esto se pudo realizar una mejor interpretación de las mismas dando un campo de velocidades más estable.

## **11. Estáticas Residuales MISER® (primer paso)**

Los CMP *gathers* con las correcciones estáticas aplicadas y corregidos con *normal moveout*, son croscorrelacionados con trazas modelo obtenidas sumando dichos CMPs. Los tiempos de máxima croscorrelación son descompuestos iterativamente (Gauss Seidel) hasta encontrar óptimos valores de estáticas residuales consistentes en superficie, para fuentes y receptores.

La ventana elegida para realizar las croscorrelaciones mencionadas es de 750 a 2250 ms. El *shift* máximo permitido es de 24 ms.

Los valores promedio de Correcciones Estáticas Residuales del paso 1, resultaron entre -4 ms y 4 ms.

## **12. Análisis de Velocidades**

Una vez aplicadas las estáticas residuales obtenidas en el primer paso, se realizó una nueva interpretación de los análisis de velocidades, en las mismas posiciones que las preliminares, separadas 900 metros entre sí. Para cada posición fueron creados análisis de semblanza y reagrupamiento de CMPS.

## **13. Estáticas Residuales MISER® (segundo paso)**

Un segundo paso de estáticas residuales se corrió luego del picado de velocidades con correcciones estáticas residuales del paso 1. La ventana utilizada para este tercer paso es de 750 a 2250 mseg y el *shift* máximo de 24 ms.

Los valores promedio de Correcciones Estáticas Residuales del paso 2, resultaron entre -2 ms y 2 ms.

## **14. Estáticas Consistentes en CMP (TRIM)**

Los CMP *gathers* con las correcciones estáticas de refracción y residuales aplicadas y corregidos con *normal moveout*, son croscorrelacionados con un modelo externo consistente en el Miser 2 *Stack* con 3DRNA aplicado. El resultado de este análisis da un valor de estática para cada traza, invariante en el tiempo.

La ventana de correlación elegida fue de 0 a 3000 ms, y el *shift* máximo de 10 ms.

## **15. Atenuación de Ruido Aleatorio Antes de Stack.**

Con el propósito de mejorar la relación señal/ruido en los CMP *gathers* antes de DMO, se aplicó un proceso de filtrado de ruido aleatorio antes de *stack*. Para esto, se aplicó un blanqueo espectral con un operador de 4 filtros para un rango de frecuencias de 4-90 Hz.

Seguidamente se utilizó el programa 3D RNA. Se utilizaron ventanas de 50 por 50 trazas y 500 ms de longitud; el operador fue de 7 trazas en ambas direcciones. Y finalmente se realizó la aplicación de un filtro FK.

## **16. Análisis y aplicación de Pesos por Polígonos de VORONOI**

Debido a las variaciones en la distribución de *offsets*, que determina una pobre e irregular población para los *offsets* cercanos y lejanos, en relación a los intermedios, se analizaron las distribuciones de *offsets* por Polígonos de VORONOI, generando escalares para “pesar” las trazas y así precondicionar mejor los *gathers* para su migración.

## **17. Pruebas de parámetros de migración PSTM – Geometría de Migración**

Para realizar la migración PSTM, se utilizó el algoritmo de migración de Kirchhoff.

Para su ejecución se separaron los datos en una nueva agrupación de *offsets*. Se decidió por una distribución de 33 grupos de 100 a 3300m, separados cada 100 metros. Esto quiere decir que según la geometría elegida, existen 33 valores únicos de distancia.

A fin de optimizar resultados de la migración PSTM, se realizaron pruebas de máximo *Dip*, máxima Apertura y filtro espacial antialias sobre líneas distanciadas 900 metros entre sí. Los resultados determinaron la elección de máximo *Dip* de 71°, máxima apertura de 4000 metros y filtro espacial antialias de 37,5.

## **18. Migración Kirchhoff Pre-Stack –PSTM**

Se realizaron dos iteraciones de PSTM. La primera sirvió para calibrar los parámetros a utilizar en el algoritmo de migración y además obtener un mejor campo de velocidades para migrar. Para esta primera iteración de PSTM se utilizó el campo de velocidades de *stacking*.

Una vez acondicionado los datos y elegidos los parámetros de migración se llevó a cabo la secuencia descrita a continuación,

- 1) Primera iteración de QC – PSTM sobre líneas de control.
- 2) Análisis de velocidad sobre CMP-*gathers* migrados (cada 0,9 kilómetros cuadrados)
- 3) Segunda iteración de QC – PSTM sobre líneas de control.
- 4) Análisis de velocidad sobre CMP-*gathers* migrados (cada 0,9 kilómetros cuadrados)
- 5) PSTM Kirchhoff del volumen
- 6) Análisis de velocidad final – ajuste de NMO residual

## **19. Análisis de Velocidades Residual**

Una vez migrado el cubo completo, en las mismas posiciones de los análisis anteriores fueron creados análisis de semblanza y reagrupamiento de CMPs, realizándose una nueva interpretación de dichos análisis, a los efectos de contar con la mejor velocidad posible y obtener una suma óptima de los PSTM-*gathers*.

Igualmente se generaron archivos de los puntos de análisis de velocidad en formato texto de la misma forma que se menciona el *item* 15.

## **20. Filtro de Conversión a Fase Cero**

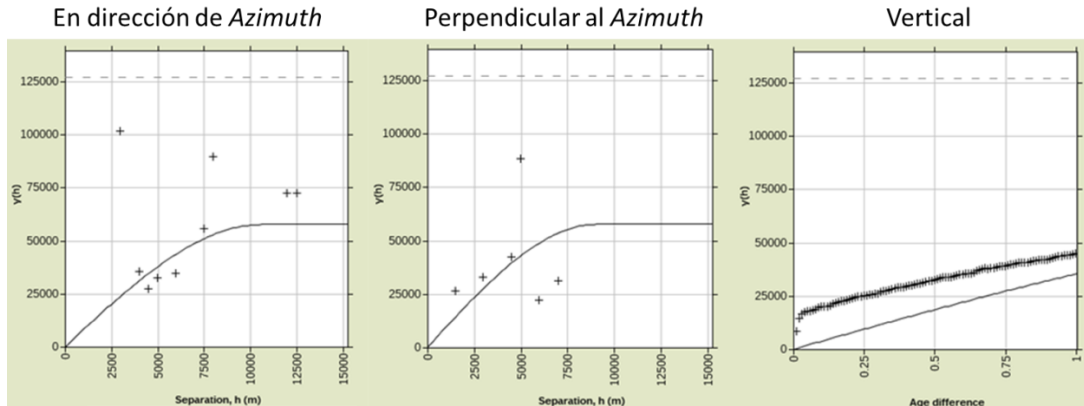
Para la conversión a fase 0 se utilizó el perfil del Pozo Chanarcillo 35 por ofrecer el mejor match entre eventos al comparar la sísmica y el perfil.

Se utilizó el perfil de pozo para crear el filtro de conversión a fase 0 que fue aplicado a los datos sísmicos.

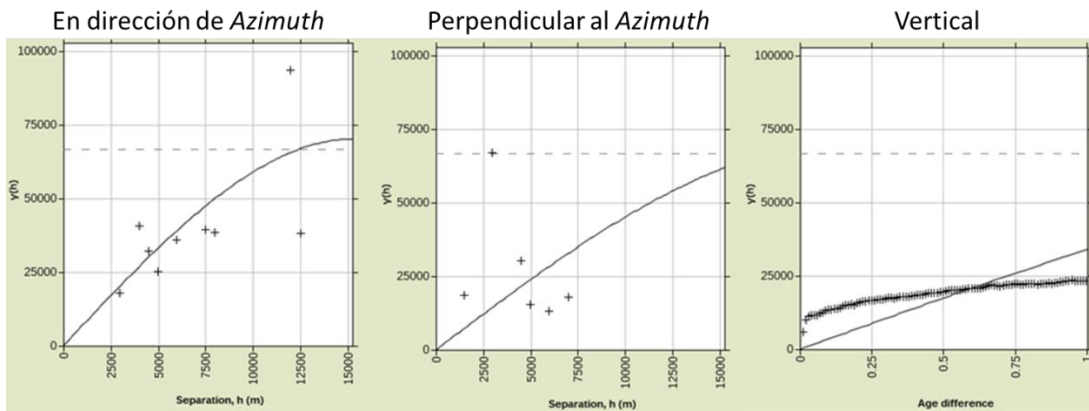
# Anexo III: Variogramas Utilizados Para la Construcción de los Modelos Iniciales.

## a) Zona: Techo (entre Horizonte 1 y Techo ZG).

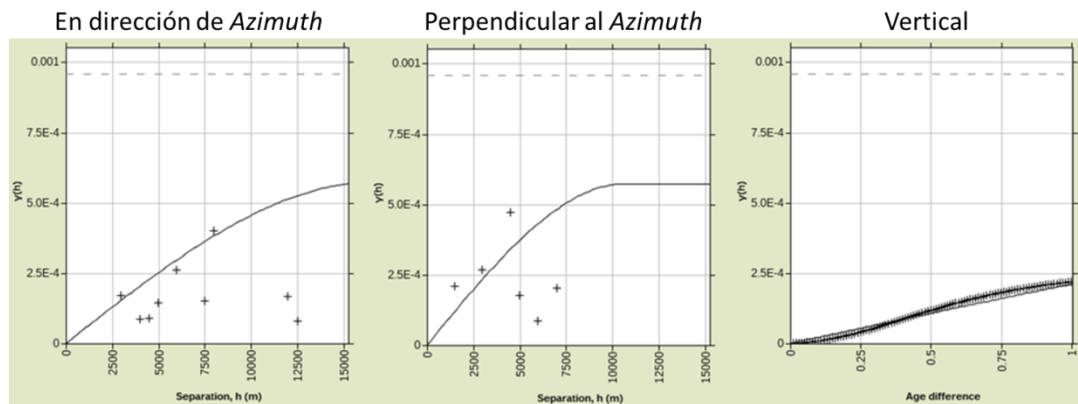
### a.1) Parámetro: $I_p$



### a.2) Parámetro: $I_s$

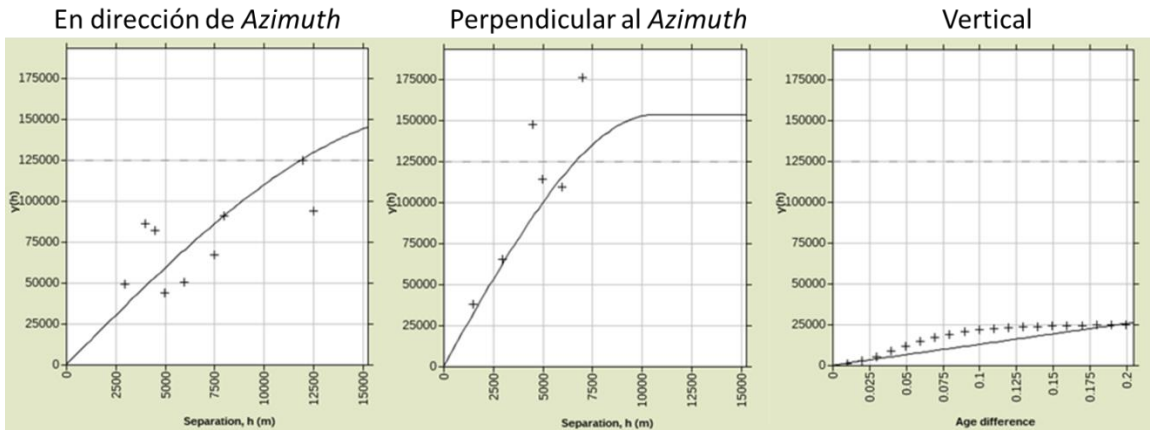


### a.3) Parámetro: $\rho$

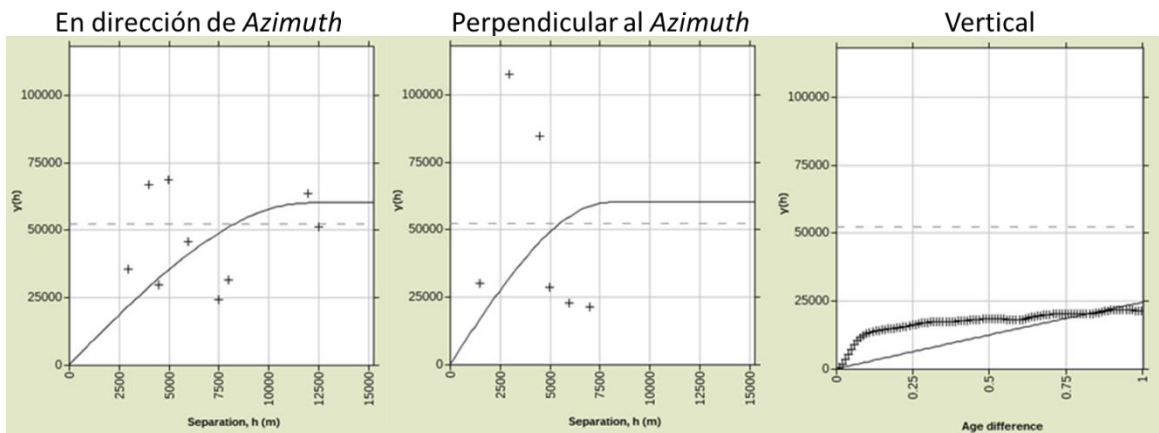


## b) Zona: ZG Superior (entre Techo ZG y Techo Zonda de Interés)

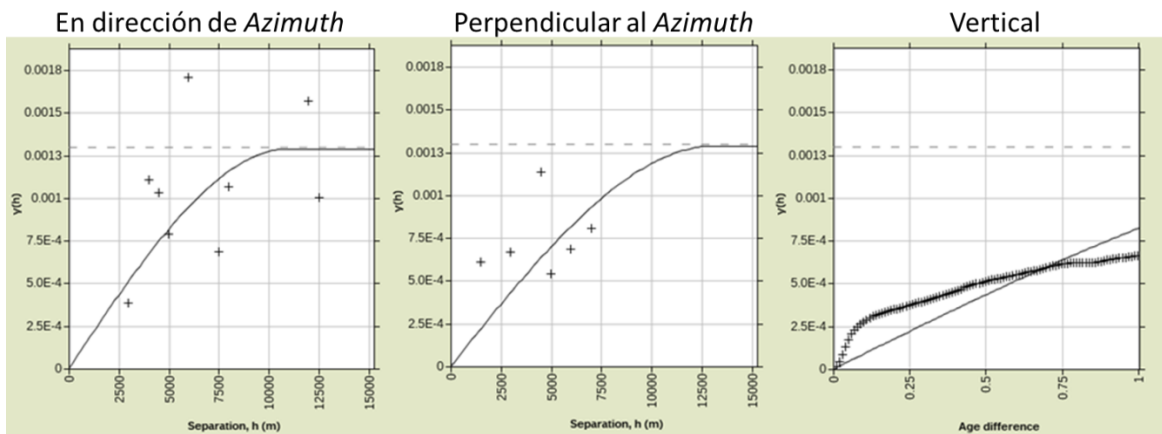
### b.1) Parámetro: $I_p$



### b.2) Parámetro: $I_s$

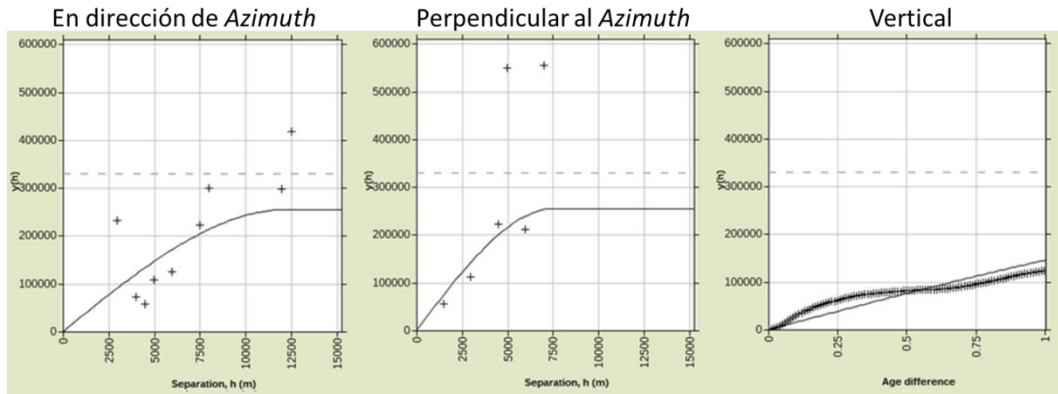


### b.3) Parámetro: $\rho$

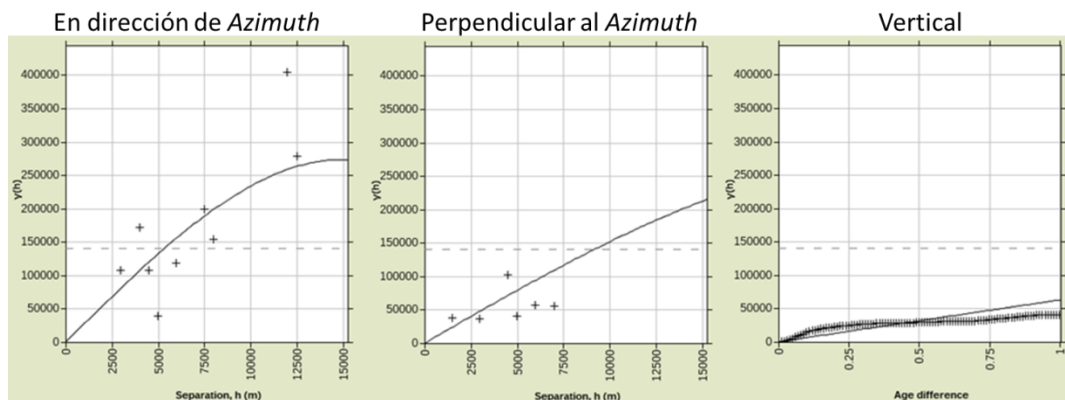


### c) Zona: Zona de Interés

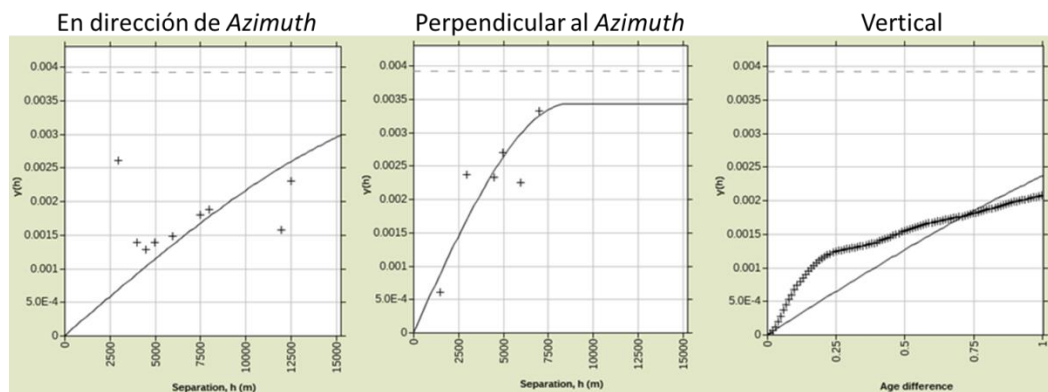
#### c.1) Parámetro: $I_p$



#### c.2) Parámetro: $I_s$

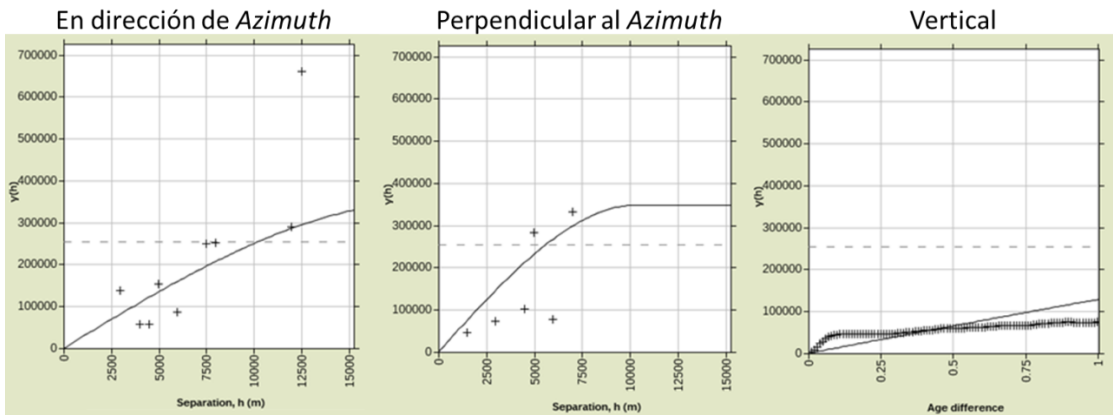


#### c.3) Parámetro: $\rho$

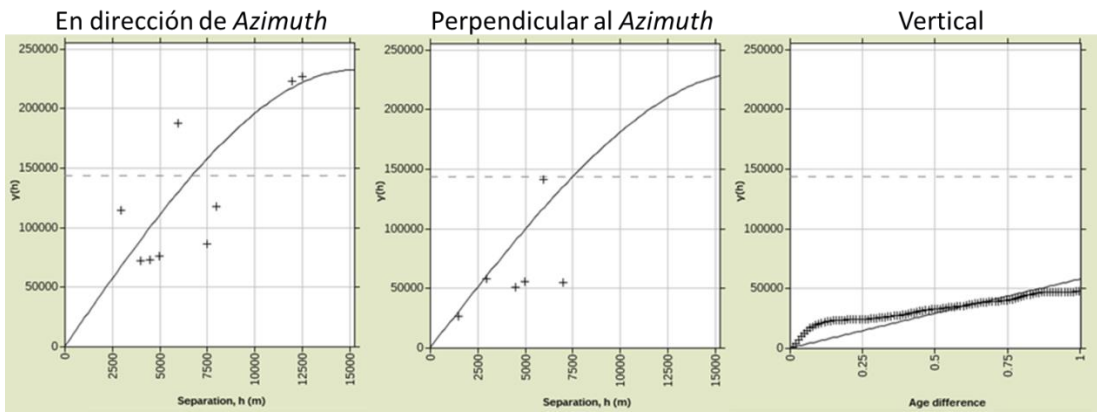


## d) Zona: Base

### d.1) Parámetro: $I_p$



### d.2) Parámetro: $I_s$



### d.3) Parámetro: $\rho$

