UNIVERSIDAD DE CONCEPPCIÓN

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA



Inversión Sísmica de Amplitud para la caracterización de reservorios, Bloque Arenal, Isla Tierra del Fuego - Región de Magallanes, Chile.

Cristóbal Eduardo Agurto Salazar

Habilitación Profesional para optar al Título de Geofísico

Octubre 2014

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

Inversión Sísmica de Amplitud para la caracterización de reservorios, Bloque Arenal, Isla Tierra del Fuego - Región de Magallanes, Chile.

Cristóbal Eduardo Agurto Salazar

Habilitación Profesional para optar al Título de Geofísico

Profesor Guía: Dr. Arturo Belmonte

Comisión: Dr. Arturo Belmonte, Dr. Klaus Bataille



Octubre 2014

Dedicado a mis padres y hermana, por el gran apoyo entregado durante toda mi vida

A grade cimientos

En estas líneas me gustaría agradecer a todas aquellas personas que de una u otra forma han contribuido con la elaboración de este trabajo. Comenzando por el cuerpo acádemico del Departamento de Geofísica de la Universidad de Concepción, gracias a ellos por todo el conocimiento que me han entregado durante estos años de estudio.

Me gustaría agradecer en especial a Don Luis Montecinos, por su confianza puesta en mí, para poder realizar este trabajo. Además a Rodrigo Adaros (geofísico), Pablo Mella (geólogo) y Ricardo Zapata (geofísico), por su ayuda acádemica, y personal durante mi estadía en Punta Arenas. Y a todo el personal que compone el departamento de Exploraciones de ENAP-MAGALLANES.

Finalmente, me gustaría dar las gracias a mis padres, hermana, primos, tíos y amigos, por su apoyo y motivación que me han entregado durante este tiempo, en especial este último año.

A todos ellos, muchas gracias

Introducción

Los datos de sísmica de reflexión, han sido por más de 80 años la mejor herramienta geofísica para comenzar y desarrollar estudios vinculados a la extracción de hidrocarburos. Dentro de la gran variedad de datos que se pueden extraer desde este tipo de sísmica, estan: velocidades, tiempos de tránsito, etc., y donde nuestro foco se centra en estudiar las amplitudes que son producidas por las reflexiones de un frente de ondas, asociadas a cambios de interface producto de cambios de litología bajo la superficie. Estas señales contienen información sobre las propiedades elásticas de los diferentes estratos presentes en la Tierra, por lo que es de gran relevancia poder comprender y analizar estos datos.

Una de las formas de poder comprender las propiedades físicas que caracterizan el medio por el cual las ondas son propagadas, es lo que se conoce como inversión sísmica de amplitud. Este método es utilizado para poder caracterizar reservorios de hidrocarburos, y es la base de este trabajo.

La inversión sísmica de amplitud, tiene como objetivo poder encontrar un perfil de impedancia acústica para cada traza sísmica (señal), que es registrada en los receptores. La impedancia acústica se define como la multiplicación entre la densidad y la velocidad, y es utilizada para la discriminación e identificación de propiedades acústicas y elásticas de los diferentes tipos de rocas y sedimentos que pueden estar presentas bajo la superficie. Es por eso que se denomina inversión, ya que de los datos registrados en terreno, en este caso las reflexiones sísmicas, se quiere encontrar las propiedades físicas que hacen que cada señal se comporte y quede registrada de esa manera.

El método para poder realizar este tipo de inversión, esta basado sobre el trabajo publicado por Cooke and Schneider el año 1983, que corresponde a una inversión lineal generalizada basada en modelos. EL modelo utilizado en este trabajo, es el modelo convolucional de la traza sísmica, donde dos señales de entrada, que corresponden a un perfil de impedancia acústica y una ondícula sísmica (que representa una fuente), son convolucionadas entre si, obteniendo como resultado un perfil síntetico de una señal sísmica. Luego esta señal síntetica es comparada con la señal original, y si la diferencia o error cuadrático es pequeño y aceptable, entonces se mantiene y se acepta la señal síntetica, y por lo tanto tambíen el perfil de impedancia acústica. Así se llega a un perfil de impedancia acústica derivado de las amplitudes de las señales de la sísmica de reflexión.

La principal utilidad de poder obtener un perfil de impedancia acústica, es poder encontrar y aplicar relaciones funcionales entre la impedancia acústica y parámetros petrofísicos como la porosidad y saturación, además de parámetros elásticos como el módulo de poisson y young. Esto es de gran ayuda para poder caracterizar resevorios de hidrocarburos, y así poder disminuir los riesgos de nuevas propuestas de pozos de exploración, como también de desarrollo y extensión.

Finalmente, este trabjo busca poder aplicar un proceso de inversión sísmica de amplitud, a la Zona Glauconítica, utilizando la información del Bloque Sísmico Arenal, ubicado en la Isla Tierra del Fuego, Región de Magallanes. Y así poder caracterizar con parámetros petrofísicos y elásticos esta zona.



Índice general

In	dice general	V			
Li	Lista de Figuras v				
Ín	dice de figuras	VII			
1.	Marco Geológico	1			
	1.1. Área de Estudio	1			
	1.2. Evolución Geológica	3			
	1.2.1. Evolución Téctonica de la Cuenca de Magallanes	3			
	1.2.2. Evolución Geológica	4			
	1.2.3. Megasecuencias				
	1.3. Geología Estructural				
	1.4. Estratigrafía Área de Estudio				
	1.5. Geología local del Bloque Arenal				
	1.6. Zona Glauconítica				
	1.6.1. Zona Glauconítica en el Bloque Arenal	22			
	1.6.2. Estratigrafía de la Zona Glauconítica en el Bloque Arenal				
	1.6.3. Estratigrafía en detalle de la Zona Glauconítica				
2.	Hipótesis y Objetivos	27			
	2.1. Hipótesis	27			
	2.2. Objetivos Generales				
	2.3. Objetivos Especifícos				
3.	Fundamentos	2 9			
	3.1. Fundamentos Teóricos de la Sísmica	29			
4.	Método Sísmica de Reflexión	33			
	4.1. Introducción	33			
	4.2. El método Sísmico	34			
	4.3. Sísmica de Reflexión	35			
5.	Modelo Convolucional de la traza Sísmica	47			
	5.1. Introducción	47			
	5.2. El teorema convolucional				
	5.2.1. La series de coeficientes de Reflexión				
	5.2.2. La ondícula sísmica	50			
	5.3. El modelo Convolucional de la traza sísmica	56			

6.	Inversión Sísmica	59
	6.1. Introducción	59
	6.2. Modelo Directo	61
	6.3. Problema Inverso	62
	6.4. Inversión Sísmica	63
	6.5. Algoritmo de Inversión	68
	6.5.1. Métodos de Inversión Relativa o Impedancia Relativa	
	6.6. Métodos de Inversión Determinística	
	6.6.1. Inversión basada en modelos	
	6.6.2. Teoría de la inversión lineal generalizada	
	6.6.3. No-Singularidad	
7.	Metodología de Trabajo	75
	7.1. Introducción	
	7.2. Etapa 1	
	7.2.1. Horizontes Sísmicos	
	7.2.2. Manejo de los registros de pozo	
	7.2.3. Ajuste Sísmica-Pozo	
	7.3. Etapa 2	
	7.3.1. Espectral Blueing	
	-	
	7.4. Etapa 3	
	7.4.2. Inversión Determinística	
	7.4.3. Parámetros petrofísicos	88
8.	Resultados	91
	8.1. Introducción	91
	8.2. Inversión Determinística	92
	8.3. Correlación Gradiente - Impedancia S	102
	8.3.1. Parámetros elásticos de Poisson y Young	
	8.3.2. Parámetros elásticos de Poisson y Young (Con pozos que no fueron parte d	
	proceso de inversión)	
9.	Discusión	133
10	.Conlusiones	137
10	. Comusiones	197
11	.Bibliografía	139
	11.1. Geología	139
	11.2. Sísmica de Reflexión	141
	11.3. Geoestadística	142
Aı	péndice A. Geoestadística	143

Índice de figuras

1.1.	Espesores de los sedimentos presentes en la Cuenca de Magallanes. El área de estudio se ubica en el extremo norte de la Isla Grande de Tierra del Fuego	2
1.2.	Evolución geologíca de la Cuenca de Magallanes (Modificado de Galeozi)	7
1.3.	Megasecuencias de la Cuenca de Magallanes. Modificado de Mpodozis, 2011	10
1.4.	Sistemas de Fallas Poligonales. Horizonte sísmico C1, Bloque Arenal. Modificado de	
	Montecinos (Tesis en Preparación)	15
1.5.	Estratigrafía Regional (Pinto, 2013).	17
1.6.	Sección sísmica que muestra la estratigrafía de la parte oriental de la Cuenca de	
	Magallanes. Bloque Arenal, Inline 2693	18
1.7.	Ubicación geográfica del Bloque Sísmico Arenal. Isla Tierra del Fuego	21
1.8.	Sección Sísmica que muestra la ubicación de la Zona Glauconítica en el Bloque Arenal.	
	Inline-2725, pozo Retamos ZG-1	24
1.9.	Zona Glauconítica Superior (BI30-BI20), e Inferior (BI20-GL10)	25
3.1.	Ley de Snell	30
3.2.	Convención de polaridad. Un aumento del coeficiente de reflexión representa un peak, si trabajamos con la convención americana, y un valle si lo hacemos con la convención	
	europea	32
4.1.	Esquema simple del método sísmica de reflexión, donde existe una fuente sobre la	
	superficie que produce un frente de ondas las cuales son reflejadas por las diferentes	
	capas geológicas de la subsuperficie	35
4.2.	Trayectoria del rayo entre la fuente y el receptor (arriba)	35
4.3.	Copia de campo de un registro sísmico 3-D. La parte superior de la figura corresponde a las líneas receptoras que graban la señal que proviene de la fuente. La parte inferior	
	de la figura representa una visión en planta de la fuente y los geófonos agrupados en	
	11 líneas receptoras	37
4.4.	Arreglo sísmico Common Depth Point (CDP). Modificado de Shearer (2009)	38
4.5.	CDP's Gather original. Bloque Sísmico Lenga	38
4.6.	Esquema de un proceso de Normal Move Out. La figura superior representa un conjunto de CDP's gather, donde se observa el efecto hipérbolico de la traza sísmica,	
	producto del aumento de la distancia fuente-receptor. En la figura inferior se eliminá este efecto, usando el proceso Normal Move Out (NMO), en donde se visualiza las	
	trazas horizontalizadas (Modificado de Yilmaz, 2001)	40
4.7.	Esquema de un proceso de Normal Move Out y Stack sísmico	41
4.8.	Sección sísmica del Bloque Arenal. El color rojo representa el valle de la onda, mientras	
	que el color azul determina una cresta o lo que se conoce como "peak"	42

	decir, una linea receptora. Mientras que una crossline es una línea perpendicular a la línea en los cuáles los datos fueron adquiridos	43 44
	Sección sísmica entre diferentes adquisiciones sísmicas. Mostrando las principales megasecuencias asociadas a la etapa de antepaís de la Cuenca de Magallanes	45
5.1.	Esquema de un modelo geológico con diferentes propiedades elásticas en cada capa (izquierda). Perfil de reflectividad en profundidad, calculado con la ecuación 5.3	49
5.2.	Esquema idealizado de un registro sónico y densidad, y su comportamiento en un modelo geológico simple	50
5.3.	Serie de impedancias acústicas y su conversión a coeficientes de reflexión	51
5.4.	Proceso para obtener la serie reflectiva a partir de un perfil de velocidad compresional V_p , y densidad ρ . Pozo Cabaña Oeste ZG-1	52
5.5.	Esquema de un modelo geológico idealizado para el proceso de convolución de una traza sísmica	57
5.6.	Proceso de Convolución el dominio de las frecuencias (Modificado de Russel,1990)	58
6.1.	Esquema de un modelo directo e inverso. Modificado de Russell (1990) $\ \ldots \ \ldots$	60
6.2.	Modelo Directo	61
6.3.	Proceso de Inversión Sísmica de Amplitud	62
6.4.	Atributos sísmicos derivados de la información sísmica de amplitud, tiempo, frecuencia y atenuación. Modificado de Brown (2004).	63
6.5.	Espectro de amplitud teoríco para datos sísmicos convencionales	65
6.6.	Representación de los cambios producidos en una ondícula sísmica, en presencia de bajas frecuencias. Se aplicó un filtro de corte alto y bajo de $32Hz$, $2(\text{verde})$, $4(\text{rojo})$, $8(\text{azul})$, y $16Hz(\text{amarrillo})$ respectivamente. Modificado de Kroode (2013)	66
6.7.	Modelo de cuña simple sin el contenido de bajas frecuencias. Por encima de un cierto espesor, existe ambiguedad en la existencia de un cuerpo o cuerpos separados. Propiedades absolutas al interior de la cuña, claramente no pueden ser determinadas a partir	
	de tales variaciones relativas. Modificado de Sams (2013)	67
6.8.	La figura superior contiene impedancias relativas que podrían incorrectamente ser interpretadas como una estructura compleja, por la presencia de lóbulos secundarios	
	significativos. La figura inferior con impedancias absolutas, muestra una estructura de	65
6.0	mejor calidad y resolución. Modificado de Sams (2013)	68 73
	Flujo de la Inversión Lineal Generalizada. Modificado de Cooke (1983)	
	pado para la inversion basada en modelos	74
7.1.	Ubicación geográfica de los pozos utilizados en este trabajo	76
7.2.	Mapa conceptual de la metodología de este trabajo	77
7.3.	Horizontes sísmicos derivados del bloque sísmico Arenal.	78
7.4.	Visualización vertical de los horiozntes sísmicos utilizados en este trabajo	78
7.5.	Filtro media móvil para los perfiles de densidad y resistividad profunda AT90	79
7.6.	Filtro media móvil para los perfiles de velocidad compresional y registro de rayos gamma.	
7.7.	Sismogramas sintéticos derivados de el proceso ajuste sísmica-pozo	82
1.0.	Flujo para el procedimiento del spectral-blueing	84

7.9.	Resultado del metodo "Spectral Blueing" aplicado al bloque sismico Arenal (inline 2693). Se observa un aumento de resolución entre el cubo sísmico original (figura superior), y el proceso de "spectral blueing" (figura inferior)	85
	Variogramas verticales de las impedancias acústicas registradas en los pozos Modelo de bajas frecuencias construido a partir de la información de impedancias acústicas de los 20 pozos utilizados. Inline 2719	86 87
7.12.	Ubicación geográfica de los pozos con información de porosidad y saturación, proveniente de testigos	89
7.13.	Crossplot impedancias acústicas - porosidad efectiva. Zona Glauconítica Inferior	90
8.1.	Histograma impedancias acústicas para la zona glauconítica. Información de los 20 pozos usados en la inversión. En azul, impedancias que corresponden a la zona glauconítica inferior, y en rojo para impedancias de la zona glauconítica superior	92
8.2.	Anomalía de amplitud asociada a la zona glauconítica. Bloque sísmico Arenal	94
8.3.	Promedio de impedancias acústicas para el marker GL-10 -10 milisegundos[ms]	94 95
8.4.	Promedio de impedancias acústicas para el marker GL-10 - 5 milisegundos [ms]	95 95
8.5.	Promedio de impedancias acusticas para el marker GL-10 -5 milisegundos[ms]	95 96
8.6.	Promedio de impedancias acústicas para el marker GL-10 +10 milisegundos[ms] Promedio de impedancias acústicas para el marker GL-10 +10 milisegundos[ms]	96 96
8.7.	Transecta entre los pozos Araucano-1, Retamos ZG-1, Colina Sur-1, que muestra los valores de impedancia acústica, derivados de la inversión sísmica de amplitud determi-	
8.8.	nística	97
	sísmica de amplitud determinística	97
8.9.	Transecta entre los pozos Cabaña Sur ZG-1, Lautaro Sur-1, Lautaro Sur-5, que muestra los valores de impedancia acústica, derivados de la inversión sísmica de amplitud determinística.	98
8 10	Transecta entre los pozos Cabaña Sur ZG-1, Retamos ZG-1, Arenal Oeste-1, que mues-	30
0.10.	tra los valores de impedancia acústica, derivados de la inversión sísmica de amplitud determinística.	00
0 11		98
8.11.	Transecta entre los pozos Cabaña Oeste ZG-1, Cabaña Sur ZG-1, Lircay-1, que muestra los valores de impedancia acústica, derivados de la inversión sísmica de amplitud determinística.	99
§ 19	Transecta entre los pozos Cabaña Sur ZG-2, Cabaña Norte-1, Retamos ZG-1, que	33
0.12.	muestra los valores de impedancia acústica, derivados de la inversión sísmica de amplitud determinística	99
Q 12	Transecta entre los pozos Oscar-1, Retamos ZG-1, Arenal Oeste-1, que muestra los	99
0.10.	valores de impedancia acústica, derivados de la inversión sísmica de amplitud determinística	100
8.14.	Transecta entre los pozos Retamos ZG-1, Punta Piedra ZG-1, que muestra los valores de impedancia acústica, derivados de la inversión sísmica de amplitud determinística.	100
8 15	Promedio de porosidad efectiva para el marker GL-10 +5 milisegundos[ms]	101
	Promedio de porosidad efectiva para el marker GL-10 +10 milisegundos[ms]	101
	Ecuación de ajuste entre el gradiente y la impedancia-S	
	Promedio del módulo de poisson, entre el marker GL10 y 5 milisegundos bajo esta	
0.10	superficie	104
ð.19.	Promedio del módulo de poisson, entre el marker GL10 y 10 milisegundos bajo esta superficie	105

8.20. Promedio del módulo de young, entre el marker GL10 y 10 milisegundos sobre esta superficie
8.21. Promedio del módulo de young, entre el marker GL10 y 10 milisegundos bajo esta
superficie
8.22. Parámetros elásticos - Pozo Araucano 1
8.23. Parámetros elásticos - Pozo Arenal Oeste 1
8.24. Parámetros elásticos - Pozo Cabaña Norte 1
8.25. Parámetros elásticos - Pozo Cabaña ZG 1
8.26. Parámetros elásticos - Pozo Cabaña ZG 2
8.27. Parámetros elásticos - Pozo Cabaña Norte ZG-1
8.28. Parámetros elásticos - Pozo Cabaña Oeste ZG-1
8.29. Parámetros elásticos - Pozo Cabaña Sur ZG-1
8.30. Parámetros elásticos - Pozo Colina Sur 1
8.31. Parámetros elásticos - Pozo Lautaro Sur 5
8.32. Parámetros elásticos - Pozo Lautaro Sur 6
8.33. Parámetros elásticos - Pozo Lircay 1
8.34. Parámetros elásticos - Pozo Retamos ZG-1
8.35. Parámetros elásticos - Pozo Punta Piedra ZG-1
8.36. Parámetros elásticos - Pozo Cabaña ZG 3
8.37. Parámetros elásticos - Pozo Cabaña Norte ZG-2
8.38. Parámetros elásticos - Pozo Cabaña Norte ZG-3
8.39. Parámetros elásticos - Pozo Cabaña Oeste ZG-2
8.40. Parámetros elásticos - Pozo Cabaña Sur ZG-2
8.41. Parámetros elásticos - Pozo Lautaro 13
8.42. Parámetros elásticos - Pozo Retamos 4
8.43. Parámetros elásticos - Pozo Punta Piedra Oeste 1
8.44. Parámetros elásticos - Pozo Punta Piedra Sur ZG-1
8.45. Parámetros elásticos - Pozo Rìo del Oro ZG-2
8.46. Parámetros elásticos - Pozo Rosal 2
9.1. Transecta entre 4 pozos que muestra los bajos valores del módulo de Poisson, asociados
ı ı v
a la presencia de gas en la zona glauconítica inferior
A.1. Función de distribución de probabilidad aplicada a las impedancias del pozo Cabaña
Oeste ZG-1
A.2. Gráfica de una distribución normal o gaussiana (ecuación 5.10)
A.3. Variograma experimental vertical para las impedancias del pozo Cabaña Oeste ZG-1. 149
A.4. Tres principales variogramas teorícos
A.5. Anisotropía Geométrica

Capítulo 1

Marco Geológico

Cada día sabemos más y entendemos menos... Albert Einstein

Resumen: Se define la ubicación de la zona de estudio, se describe una síntesis de la evolución téctonica, estratigrafíca y estructural de la Cuenca de Magallanes. Para finalizar con la descripción de la Zona Glauconítica, intervalo objetivo de este trabajo.

1.1. Área de Estudio

La cuenca de Magallanes se encuentra ubicada en el extremo sur de Sudamerica, abarcando un área de más de $160,000 \ km^2$ con espesores que van entre 1 y 8 km de profundidad en su depocentro. Esta cuenca constituye una de las unidades sedimentarias más destacada de la parte surocciental de la Placa Sudamerica. La zona de estudio que abarca este trabajo esta situada dentro de esta cuenca, ubicada en la zona extraandina al Norte de la Isla Grande de Tierra del Fuego, separada del continente por el Estrecho de Magallanes (figura 1.1).

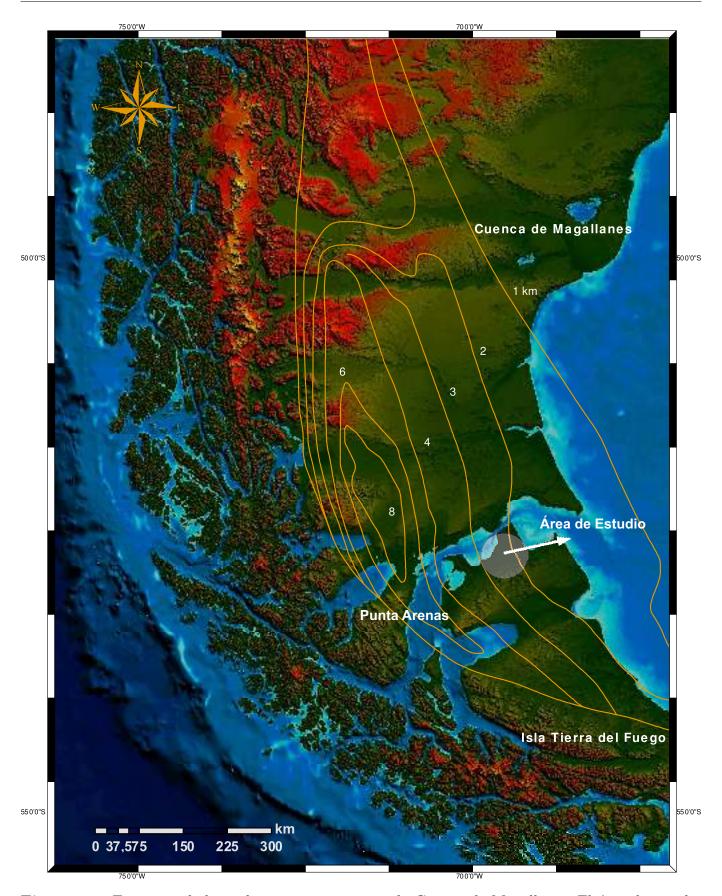


Figura 1.1: Espesores de los sedimentos presentes en la Cuenca de Magallanes. El área de estudio se ubica en el extremo norte de la Isla Grande de Tierra del Fuego.

1.2. Evolución Geológica

Con el objetivo de situar el área de estudio dentro de un contexto téctonico general, se presenta una síntesis de la evolución geológica de la Cuenca de Magallanes.

1.2. Evolución Téctonica de la Cuenca de Magallanes

Etapa de Rift

La primera etapa se asocia a un evento que comienza en el Jurásico Inferior con la fragmentación en extensión de un paleozoico, que controló el desarrollo de cuencas de rift en gran parte del extremo austral de Sudamérica. En el sector oriental, grábenes y medio-grábenes fueron rellenos por depósitos volcánicos subaéreos de carácter calcoalcalino, intercalados con sedimentos lacustres (Bruhn y otros, 1978; Moraga, 1996; Bravo y Herrero, 1997), mientras que hacia el Oeste y Sur estas volcanitas se intercalaron con sedimentos marinos (Bruhn y otros, 1978; Hanson y Wilson 1991), y con rocas ofiolíticas de la Cuenca de Rocas Verdes (complejos Tortuga y Sarmiento, Dalziel, 1974), siendo estas últimas la expresión de la máxima extensión que experimentó el sur del paleocontinente, estableciéndose condiciones de margen pasivo en la cuenca (Harambour y Soffia, 1988, Herrero y otros, 1999).

Etapa de Deriva

Durante el Neocomiano el margen oriental de la cuenca comenzó a experimentar subsidencia termal continua y derivó en la creación de espacio de acomodación para la depositación de una extensa cuña de depósitos transgresivos (Formación Sutherland y equivalentes de la precordillera. Miembro inferior Formación Erezcano, Formación Zapata, Formación Springhill, Formación Estratos con Favrella), que avanzó hacia el noreste ocupando la accidentada paleogeografía jurásica. En el Aptiano una disminución en la velocidad de subsidencia termal, derivó en la somerización de los depósitos silicoclásticos de plataforma (Miembro superior Formación Erezcano, Formación Lutitas con Ftanitas) y en la evolución a facies carbonatadas de estado alto hacia el término del Albiano (Formación Vicuña, Formación Margas).

Etapa de Antepaís (Foreland Basin)

La apertura atlántica al término del Cretácico Inferior, marcó el cambio de margen pasivo a margen convergente en la evolución del extremo sur sudamericano, generando el alzamiento del margen occidental. El aumento de la carga producida por el apilamiento tectónico asociado con el emplazamiento de un arco volcánico en la cordillera, indujo compensación flexural en la corteza, y generó una cuenca de antepaís hacia el este y norte (Mella, 2001).

La descompensación isostática, originada por la deformación y el alzamiento del orógeno, se asocio con el comportamiento rígido de la corteza continental, generando una flexura de la litósfera delante del frente de deformación. Se desarrolla de este modo, una elongada y extensa cuenca de antepais, hacia el margen atlántico: "Cuenca de Antepais de Magallanes" (Biddle y otros, 1986; Harambour y Soffia, 1988a) (Figura 1.1). Harambour (1965), señala que el inicio de Foreland estaría marcado por una discontinuidad que coincide aproximadamente con el Coniaciano (marker I10 según la nomenclatura ENAP), (Gallardo, 2012).

A medida que la cuenca fue comprimida, el frente de deformación avanzo hacia el antepais y provoco el fallamiento inverso y plegamiento de la cobertura sedimentaría, dando origen a la Faja Plegada y Corrida de Magallanes.

Esta etapa de antepaís da origen a 4 principales megasecuencias asociadas a la carga flexural de la litósfera (figura 1.2).

La evolución de la Cuenca de Magallanes culminó en el Mioceno Inferior al cesar la subsidencia flexural asociada a la carga tectónica en la Cordillera y el relleno del depocentro de Brunswick-Riesco por la cuña deltaica. Con posterioridad, durante el Mioceno Superior, se produjo el alzamiento final de la Cordillera, proceso controlado por fallas inversas de alto ángulo que disectaron a las estructuras previas. Estas, dieron 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 tales como el Monoclinal de Última Esperanza (Gallardo, 2012).

1.2. Evolución Geológica

Jurasico

La etapa jurasica de la parte Austral de América del Sur, evoluciona de una manera compleja. Resultado de diferentes procesos que comenzarón a lo largo del margen occidental del Gondwana, durante los estadios iniciales de la fracturación del Pangea y Gondwana, iniciados en el norte y centro de Argentina y Chile durante el Triásico (M.Podozis A.Ramos ,2008), (figura 1.2).

Este período se inicia con la finalización de importantes episodios de rifting y el comienzo de los procesos de subducción sobre el margen pacifico asociados temporalmente a la apertura del Mar de Weddell y el Atlántico Sur. La subducción anteriormente mencionada, queda registrada en el arco jurásico que atraviesa de forma oblicua la actual cordillera de los Andes en la región norpatagónica, prolongandose sobre el Batolito Subcordillerano (M.Podozis A.Ramos ,2008).

Para entender la evolución de esta etapa, debemos comprender las consecuencias que generarón la separación del supercontinente Pangea. Para ello, debemos tener presente que durante esta etapa de la evolución de la cuenca de Magallanes, se produjo un régimen tectónico de extensión en todo el margen Sur del paleocontinente. Esta condición origino el fallamiento normal del basamento metamórfico Paleozoico en una serie de grábenes y hemigrábenes de orientación NNW-SSE, dentro de los cuales de depositan secuencias de volcanitas y sedimentos continentales coluviales y marinos someros (Gust y otros,1985; Harambour y Soffia,1988; Uliana y otros, 1986).

Otro punto importante a considerar, son los centros de dispersión, en el sentido de Gurnis (1988) y Hoffmann (1999) y su forma de fragmentación (Murphy et al. 2008), y además, el control que ejercierón sobre el Pangea, Gondwana y en el Gondwana Occidental. El primero de ellos, es el centro dispersor CAMP (Central Atlantic Magnetic Province), asociado a derrames basálticos que acompañaron a la creación de una serie de cuencas de rift de edad triásica en Norte América y norte de Africa (Olsen 1997) y que posteriormente se extendió hacia América del Sur durante el clímax de la actividad basáltica alcalina.

Como consecuencia de esta apertura, inició su actividad la dorsal océanica que posteriormente separó Norte América de América del Sur. Para que luego se generará una nueva anomaliá calórica, que constituyó el centro dispersor del Karoo a partir del cual se inició la separación entre el

Gondwana Occidental y el Oriental abriendo el Océano Índico (Duncan et al. 1997). El proceso de fragmentación culminó entre los 132-133 Ma con la aparición del centro dispersor de Paraná (Renne et al. 1992) a partir de la cual se separó América del Sur y África. Como se muestra en la figura 1.2

La región patagónica al sur del río Colorado presenta una evolución tectónica diferente al resto del dominio andino, destacando la presencia de fajas de granitoides del Triásico-Jurásico temprano oblicuas al margen continental y ubicadas al este de la actual Cordillera Nor-patagónica (Tapela et al. 2005). La más antigua de éstas corresponde al Batolito de la Patagonica Central con edades comprendidas entre 201 y 223 Ma (Rapela y Alonso 1991, Rapela et al. 2005), extendiendose desde el sector pre-andino de Chubut hasta el macizo del Deseado.

Jurásico-Medio

La actividad magmática vinculada a subducción se interrumpió en el Jurásico medio, cuando fenómenos de extensión y rifting, precedierón la migración hacia el oeste del arco magmático en el Jurásico medio a tardío. Posteriormente, entre los 170 y 150 Ma, la casi totalidad de la patagonia austral extraandina fue cubierta por largos mantos de ignimbritas riolíticas pertenecientes a la provincia ácida Chon-Aike (Bruhn et al.1978, Uliana y Biddle 1987, Kay et al 1989). Esta gran provincia magmática está representada en el macizo del Deseado por una secuencia bimodal compuesta por las riolitas de la Formación Chon Aike y en forma subordinada por la Formación Tobífera en la región de Magallanes en Chile (Thomas 1949).

El volcanismo estuvo vinculado al desarrollo de sistemas de hemigrábenes orientados en dirección NNO a NO (Robbiano et al. 1996).

El volcanismo ácido Chon-Aike ocurrió principalmente en condiciones subáreas, mientras que en la región de Última Esperanza y Tierra del Fuego, las efusiones fueron en condiciones submarinas (M.Podozis A.Ramos ,2008). Estas secuencias más occidentales emigran lateralmente con los compleojs ofíolíticos de Sarmiento y Tortuga, característico de la cuenca de Rocas Verdes (Rocas Verdes Basin de Dalziel 1981).

La cuenca de Rocas Verdes representa un caso de extensión extremo , que progresó hasta la ruptura de la corteza continental registrada por la ocurrencia, desde la zona de Última Esperanza hacia el sur, de afloramientos discretos de un complejo ofiolítico incompleto. Dataciones radiométricas U-Pb (Mukassa y Dalziel 1996, Calderón et al. 2007) señalan que la formación de la cuenca de Rocas Verdes ocurrió entre los 152 y 142 Ma, y estuvo asociada a un magmatismo bimodal. Tradicionalmente ha sido interpretada como una cuenca marginal de trasarco de un sistema de subducción inclinado al este del Jurásico tardío-Cretácico temprano, bajo el borde pacífico del extremo austral de Sudamérica (Dalziel 1981). Sin embargo no se ha comprobado la existencia de rocas magmáticas con afinidades de arco de esa edad en el Batolito Patagónico.

Jurásico-Superior

La fase de rifting y ruptura que dio origen a la cuenca de Rocas Verdes , culminó en un etapa de subsidencia termal y una transgresión marina en el Jurasico tardío-Cretácico temprano. Esto dio origen a la acumulación, sobre las ignimbritas y tobas de la provincia de Chon-Aike, del cortejo se-

dimentario constituido por las areniscas transgresivas de la Formación Springhill y las lutitas negras ricas en materia orgánica correspondientes a las formaciones Zapata o Erezcano en Chile y sus equivalentes Formaciones Río Mayer, Pampa Rincón, Palermo-Aike o Beauvoir en Argentina, las cuales inician su depositación en el Jurásico más tardío y constituyen el principal reservorio de la cuenca Austral (Katz 1963, Riccardi y Rolleri 1979, Biddle et al. 1986, Wilson 1991, Olivero y Martinioni 2001, Zilli et al. 2002).

La extensión vinculada a la expansión de la Cuenca de Rocas Verdes, estaría ligada al desarrollo de una subducción de alto ángulo en el borde pacifico del Gondwana y habría dado origen a un arco magmático (Batolito Patagónico) en su margen occidental.

Posterior a la fase de extensión asociada a la provincia Chon-Aike y la formación de la cuenca de Rocas Verdes se produjo una gran migración hacia el suroeste y oeste del frente magmático hacia el Batolito Patagónico que constituye el núcleo de los Andes australes (M.Podozis A.Ramos, 2008).

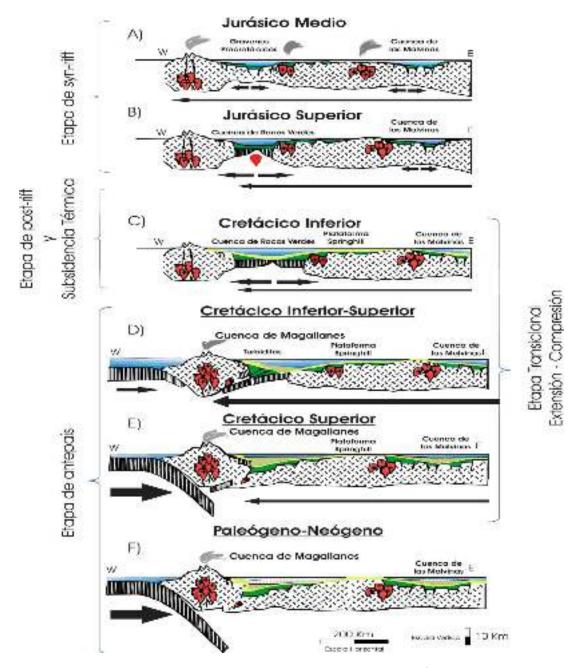


Figura 1.2: Evolución geologíca de la Cuenca de Magallanes (Modificado de Galeozi)

Cretácico Inferior

Durante esta etapa de la evolución de la cuenca de Magallanes, la cual es posterior al desarrollo de la Cuenca de Rocas Verdes, comenzó a instaurarse una período de subsidencia termal continua. Esta subsidencia, provocó una importante transgresión marina, provocando la depositación de varios cientos de metros de sedimentos clásticos marinos sobre las volcanitas jurásicas, en un ambiente de plataforma marina (Hinterwimmer y otros, 1984; Biddle y otros, 1986; Harambour y Soffia, 1988; Robbiano y otros, 1996).

El período comprendido entre el Aptiano y el Coniaciano es una época de transición desde la fase dominada por extensión y subsidencia termal del Jurásico superior a Barremiano a otra desarrollada entre el Cretácico superior y la actualidad, donde la regla fue la compresión, transcurrencia y subsi-

dencia flexural, producidas en gran parte por el apilamiento tectónico que dio origen a la Cordillera Patagónica Austral. La fase de rápida expansión oceánica cretácica en el Atlántico fue acompañada por un incremento en la velocidad de convergencia entre las placas Pacífica y Sudamericana e inicio de la subducción en el borde interno de la CRV, que llevó al cierre de la misma en el Coniaciano. La deformación compresiva y metamorfismo inducido por la subducción hacia el Oeste y Sur del piso de la Cuenca de Rocas Verdes se encuentran documentados en la Isla Tierra del Fuego por la intensa deformación y metamorfismo de bajo grado y edad cretácica que afecta a la Formación Yahgan y por la deformación dúctil y metamorfismo en facies de anfibolita del basamento paleozoico de la Cordillera Darwin ocurrido durante las etapas finales del cierre de la CRV (Nelson et al., 1980; Kohn et al., 1995; Cunningham, 1995)

Cretácico Superior

A medida que la cuenca fue comprimida, el frente de deformaciñon avanzó hacia el antepaís y provocó el fallamiento inverso y plegamiento de la cobertura sedimentaria, dando origen a la Faja Plegada y Corrida de Magallanes.

El segundo evento de escala regional que define la estratigrafía y tectónica de la cuenca Austral - Magallanes es la activación de sistemas de subducción hacia el Este de las placas "pacíficas" bajo la placa sudamericana, lo que sucede recién después de consumida la corteza oceánica de la CRV por medio de subducción hacia el Oeste a los 85 Ma aproximadamente.

La descomposición isostática, originada por la deformación y alzamiento del orógeno, se asoció con el comportamiento rígido de la corteza continental, generando una flexura de la litósfera delante del frente de deformación. Se desarrolla de este modo, una elongada y extensa cuenca de antepaís hacia el margen atlántico (Çuenca de Magallanes", Biddle y otros, 1986, Harambour y Soffia, 1988a).Los terrenos alzados generados en el borde occidental de la cuenca, comienzan a ser erosionados y constituyen su principal fuente de aporte detrítico (Winn y Dott, 1979).

Sobre el antiguo depocentro de la cuenca se implantan entonces cuencas de antepaís asociadas a carga tectónica. A su vez, los sucesivos cambios de configuración de placas oceánicas y centros de expansión pacíficos ocasionaron variaciones en el ángulo y velocidad de convergencia contra la placa Sudamericana, reflejado en el registro estratigráfico como límites de megasecuencias de origen tectónico. La información de superficie y de subsuelo permiten establecer, para esta fase, la existencia de cuatro megasecuencias.

Terciario

Durante el Paleoceno, la distribución de la Cuenca de Magallanes sufre una importante modificación, luego que el área oriental de la cuenca es expuesta en superficie y se origina una importante regresión del borde oriental costero hacia el oeste, con lo cual, la cuenca se transforma en una elongada y angosta depresión. El borde occidental de la cuenca experimenta una fuerte subsidencia que contrasta con la exposición de la plataforma oriental, fenómeno que tiene relación con un aumento en la curvatura en la flexión de la corteza (Mella, 2001).

Eoceno-Reciente

A partir del Eoceno Superior se produce un cambio en el comportamiento subsidente en la cuenca, relacionado aparentemente con una disminución en la actividad tectogenética del cinturón orogénico y en el descenso (por erosión) de su relieve, originando en la cuenca un desbalance isostático cada vez menor, que se traduce en una subsidencia por flexión menos pronunciada (Mella, 2001).

1.2. Megasecuencias

La apertura atlántica al término del Cretácico Inferior, marcó el cambio de margen pasivo a convergente en la evolución de extremo sur sudamericano, generando el alzamiento del margen occidental. El aumento de la carga producida por el apilamiento tectónico asociado con el emplazamiento de un arco volcánico en la cordillera, indujo compensación flexural en la corteza, y generó una cuenca de antepaís hacie el este y norte.

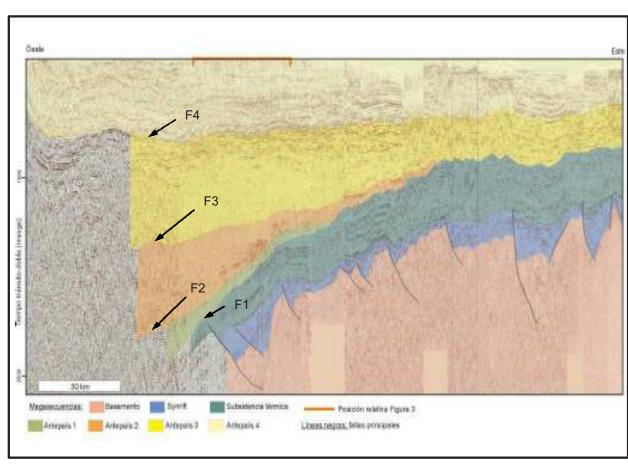


Figura 1.3: Megasecuencias de la Cuenca de Magallanes. Modificado de Mpodozis, 2011.

La etapa de Cuenca de Antepaís se puede dividir en 4 Megasecuencias.

A continuación se describirán cada una de ellas.

Megasecuencia de Antepaís I

El inicio de esta primera megasecuencia de antepaís comenzó cerca de los 85 Ma con la formación de una profunda cubeta de sedimentación longitudinal que se extendió entre la zona de Lago Viedma, por el Norte, hasta Tierra del Fuego, por el Sur (Mpodozis, Mella y otros , 2011). En términos estrictos, esta etapa corresponde a una cuenca de antepaís "colisional" según la definición de Miall (1955) ya que la deformación inicial se asocia al cierre de la Cuenca de Rocas Verdes y el cabalgamiento de un elemento estructural parautóctono (arco volcánico de la Formación Hardy) contra el margen de la placa sudamericana, proceso del cual quedan como remanentes las ofiolitas Sarmiento y Tortuga (Klepesi et al.,2010).

Entre el Coniaciano y Campaniano, la sedimentación estuvo controlada por el desarrollo de abanicos turbidíticos alimentados tanto en forma axial como perpendicular en la cuenca. Éstos aportaron elementos detríticos provenientes de la erosión de la cordillera colisional cretácica.

Megasecuencia de Antepaís II

Durante el Paleoceno a Eoceno se deposita una segunda megasecuencia de antepaís, limitada en su base por una discordancia erosiva que hacia el Este se torna en no-depositacional (superficie de "onlap"). Al igual que las megasecuencias infra y suprayacentes, ésta forma una cuña con engrosamiento en sentido oeste. 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, asociadosa 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.

Esta Megasecuencia marca el inicio del relleno sedimentario marino en la cuenca de antepaís tericaria.

La evidencia de esta Megasecuencia se puede observar en la Formación Chorrillo Chico en la Península e Brunswick-Isla Riesco (Thomas, 1949 y Lahsen,1965), la cual esta compuesta por arcillolitas, areniscas con intercalaciones de arenisca fina glauconítica y delgados niveles calcáreos. Interpretandose como frente de playa inferior, de edad Paleoceno Superior-Eoceno (Hervé y otros,2004).

En sucesión concordante por sobre la Formación Chorrillo Chico se disponen, de base a techo, las Formaciones Agua Fresca (Decat y Pomeyrol,1931), Tres Brazos (Ruby,1945) y Leña Dura (Decat y Pomeyrol, 1931). Sus edades, segun Cañon y Ernst(1975) y Natland (1974), abarcan la totalidad del Eoceno.

Este ambiente de sedimentación invariable, asociado al 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, quedando como registro sucesivos onlaps costeros contra el marker sísmico "G7". Los depósitos asociados a esta transgresión corresponden a areniscas mal seleccionadas, wackes y limolitas, asociados dentro de la Formación "Zona Glauconítica".

Al igual que en la etapa de Foreland I, la cuenca tiene durante este período dos margenes alzados, uno orogénico en el Oeste y Sur desde donde derivan las espesas series sedimentarias que se depositan en el depocentro, y un margen oriental definido por un forebulge emergido, que aporta sedimentos a la serie transgresiva de la formación Zona Glauconítica.

Megasecuencia de Antepaís III

Esta Megasecuencia se desarrola durante el Oligoceno y el Mioceno Temprano, presentando una menor variación en su espesor (figura 1.3), en comparación con la megasecuencia anterior, en línea con el descenso de la carga tectónica desde el Sur, a medida que cesa la transpresión entre Sudamérica, Península Antártica y la Placa de Scottia se abre progresivamente desde el inicio del Oligoceno (30 Ma.).

Consiste en una extensa cuña sedimentaria asimétrica ampliamente distribuida en la región, que contiene un complejo progradante mayor donde están incluidas la Formación Loreto como expresión occidental y las formaciones Bahía Inútil, Areniscas Arcillosas en el sector central y oriental de la cuenca.

Esta Megasecuencia cubre desde la Precordillera hasta el margen atlántico, originando una potente carpeta sedimentaria. En chile, los afloramientos de Facies de plataforma y frente deltaico o talud superior se asignan a la Formación Loreto (Keidel y Hemmer, 1931), tanto en el área de Península Brunswick-Isla Riesco como hacia la región de Última Esperanza (Herrero,1992). En su localidad tipo en el Valle del Río las Minas, al Oeste de Punta Arenas, esta constituido por más de 1.000 m de limolitas y areniscas fosilíferas de grano medio a grueso, incluyendo niveles de limolitas carbonosas y mantos de carbón sub-bituminoso.

Las facies de talud distal y centro de cuenca se reúnen en la Formación Bahía Inútil (Cañon, 1968), donde además de sedimentos pelíticos pelágicos se encuentran areniscas transportadas por procesos turbidíticos. El espesor total de las "facies" Loreto oscila entre 100 y 600 m., dependiendo de la posición respecto al depocentro, mientras que las facies "Bahía Inútil" pueden alcanzar espesores de hasta 800 m.

Megasecuencia de Antepaís IV

El inicio de la colisión de la Dorsal de Chile (límite divergente entre las placas Nazca y Antártica) con el extremo suroeste de Sudamérica durante el Mioceno temprano (18 Ma), señala el inicio y última megasecuencia de antepaís de la cuenca Austral-Magallanes.

El sector extraandino de la cuenca registra durante el Mioceno medio una ingresión atlántica. Esta dio lugar al depósito de una serie de hasta 700 m. de lutitas con delgadas intercalaciones de calizas arcillosas, asignadas en el sector extraandino chileno a la Formación Brush Lake (Barwick,1955), acumulada en el Mioceno medio a tardío y conocida en base a datos de subsuelo (Natland et al., 1974; Rose, 1977). La transgresión estuvo restringida al sector oriental de la cuenca, ya que hacia el Oeste la Formación Brush Lake se integra con los términos basales de la Formación El Salto (González,

1952), identificada en Chile tanto en la zona de depocentro Brunswick-Riesco como hacia Última Esperanza. Allí yace en forma discordante sobre la Formación Loreto y está constituida por hasta 700 m. de areniscas y conglomerados con intercalaciones de arcillitas y lentes carbonosos acumulados en ambiente de planicie aluvial (Mella, 2001). Los términos medios y superiores de la Formación El Salto muestran variaciones de facies hacia el Este, en el ámbito donde se había producido la transgresión y depositación de la Formación Brush Lake. Allí 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 (Cortés y Céspedes, 1955; Mella, 2001), atribuida al Mioceno medio a superior por Cortés (1963) y González (1965) y que suprayace en forma concordante a la Formación Brush Lake. Tanto las facies occidentales (Formación El Salto) como las orientales (Formación Filaret) están cubiertas por la Formación Palomares (Keidel y Hemmer, 1931, González, 1965), asignada al Mioceno superior – Plioceno inferior. Esta 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).

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 y planicies de gravas.

1.3. Geología Estructural

La geología estructural presente en la cuenca de Magallanes se puede dividir en dos dominios principales. El primero de ellos corresponde a la Cordillera Patagónica, ubicada al Oeste y Sur del frente orogénico andino. Producto de la tectónica compresiva que caracterizó el margen occidental de la placa sudamericana desde el Crétacico superior al presente. El segundo dominio estructural, ubicado al este y norte del frente orógenico, es lo que se conoce como antepaís y no es afectado por los procesos tectónicos compresivos.

Dominio de Deformación Interna

En este dominio se exponen rocas del "Basamento Patagónico", basamento paleozoico y rocas de la Formación Tobífera. Caracterizandose por una intensa deformación compresiva, con zonas de deformación dúctil y zonas de metamorfismo de alto grado en la Cordillera de Darwin, sector Chileno de Tierra del Fuego.

La faja plegada y corrida externa se caracteriza por una disminución progresiva de la intensidad de deformación de Oeste a Este, que pasa de corrimientos que involucran el basamento y cubierta sedimentaria a suaves pliegues de gran longitud de onda en su borde oriental. Allí la faja involucra sedimentos terciarios, generlamente plegados en un monoclinal frontal o en suaves anticlinales y sinclinales asociados a un frente orogénico no aflorante (Moraga y Mella, 1999; Rojas y Mpodozis, 2006; Mpodozis y otros, 2011).

Dominio Externo

En segundo lugar, en la región más externa de la Cordillera, hacia el antepaís, se presentan las megasecuencias de la fase de subsidencia térmica cretácica y de antepaís.

En la zona de antepaís, la tectónica extensional del Jurásico Superior condicionó el tipo de estructuras que se desarrollan hoy día sobre niveles jurásicos a neógenos. El basamento Paleozoico y los niveles jurásicos de synrift se disponen en bloques estructurales rotados, limitados por fallas normales de alto ángulo, definiendo grábenes y hemigrábenes producto del fallamiento normal de orientación NW-SE que afecto toda la extenión de la Patagonia en el Jurásico. Estas múltiples cuencas de extensión, presentan rellenos volcanoclásticos contemporáneos a la actividad tectónica jurásica, con potentes secciones de depósitos lacustres, aluviales y volcánicas (Biddle y otros, 1986; Moraga y Mella, 1999). Las unidades cretácicas y terciarias, correspondientes a las Megasecuencias de subsidencia térmica y antepaís, describen suaves pliegues a gran amplitud, tipo cajón o doble charnela (Mpodozis y otros, 2011).

Las pendientes regionales se incrementan hacia el Oeste y Sur, en mayor medida cuanto más profundo es el nivel en cuestión. En el sector donde la influencia de la carga tectónica cesa, ámbito históricamente definido como "Plataforma" dentro de la Cuenca Austral, las pendientes regionales decrecen y la influencia relativa de la estructura jurásica en los niveles más jovenes se incrementa. Hacia el Oeste y Sur, en el sector conocido como "Talud", aumenta el efecto de flexura y las pendientes regionales son mayores, existiendo un límite entre ambos sectores transicional.

Sistemas de Fallas Poligonales

Los sistemas de fallas poligonales (SFP) corresponden a una matriz de fallas extensionales, que se caracterizan por poseer una distribución geometrica de tipo poligonal, si su visualización es realizada en planta. Estan relacionadas a un intervalo sedimentario específico, por lo tanto, un SFP será siempre relacionado a un mismo nivel sedimentario.

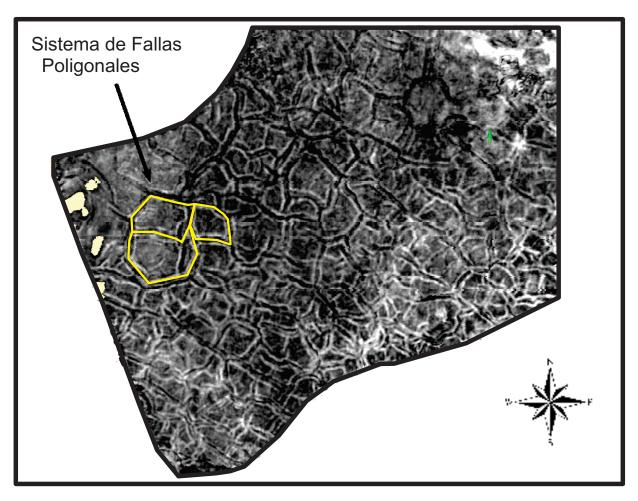


Figura 1.4: Sistemas de Fallas Poligonales. Horizonte sísmico C1, Bloque Arenal. Modificado de Montecinos (Tesis en Preparación).

1.4. Estratigrafía Área de Estudio

La siguiente descripción estratigrafíca regional es un extracto de la tesis del Geológo Pablo Mella, presentada el año 2001. En la cual se realiza una documentación con los principales autores que describierón esta región hasta esa fecha.

Estratigrafía Provincia de Plataforma

Le estratigrafía del sector central y oriental de la cuenca posee una nomenclatura de carácter informal en la mayoría de las unidades diferenciadas en ella. El esquema estratigráfico definido a continuación, está basado en la descripción de la estratigrafía de plataforma hecha por González (1965), y en la empleada en los trabajos de Hauser (1964) y de Natland y otros (1974).

Basamento Metamórfico

Corresponden a rocas metamórficas que estan presentes en gran parte de la subsuperficie de la Cuena de Magallanes. Estan compuestas principalmente por gneiss granodioríticos. Natland y otros (1974) reconocen que estas rocas fueron intruidas en parte del cratón sudamericano durante el Paleozoico Medio a Inferior, para luego ser deformadas y alzadas durante el Paleozoico Superior.

Formación Springhill

Definida por primera vez por Thomas (1949). Esta formación esta compuesta por un grupo de secuencias retrotransgresivas, representada por areniscas cuarcíferas con intercalaciones de lutitas con restos carbonosos.

Formación Estratos con Favrella

Definida originalmente por Cecioni (1955). Corresponde a una unidad litoestratigráfica de subsuperficie, cuya base engrana lateralmente con el techo de la Formación Springhill y en ausencia de esta última, su límite inferior corresponde a la Serie Tobífera, su techo lo define el "márker" eléctrico regional C11 de la nomenclatura de pozos (fig. 1.5), que permite correlacionarlo en toda la plataforma (Mella, 2001).

Lutitas con Ftanitas

Corresponde a una unidad litoestratigráfica de subsuperficie, ubicada estratigráficamente sobre la Formación Estratos con Favrella y yace bajo la Formación Margas o Creta Dura. Su base y techo pueden ser definidos por marker eléctricos (C11 y C5 respectivamente), que permiten su correlación en toda la plataforma (figura 1.5). Se compone de arcillolitas grises con una abundante fauna de radiolarios silicificados (Lutitas con pintas), cuyo espesor varía entre 70 a 170 m (González, 1965).

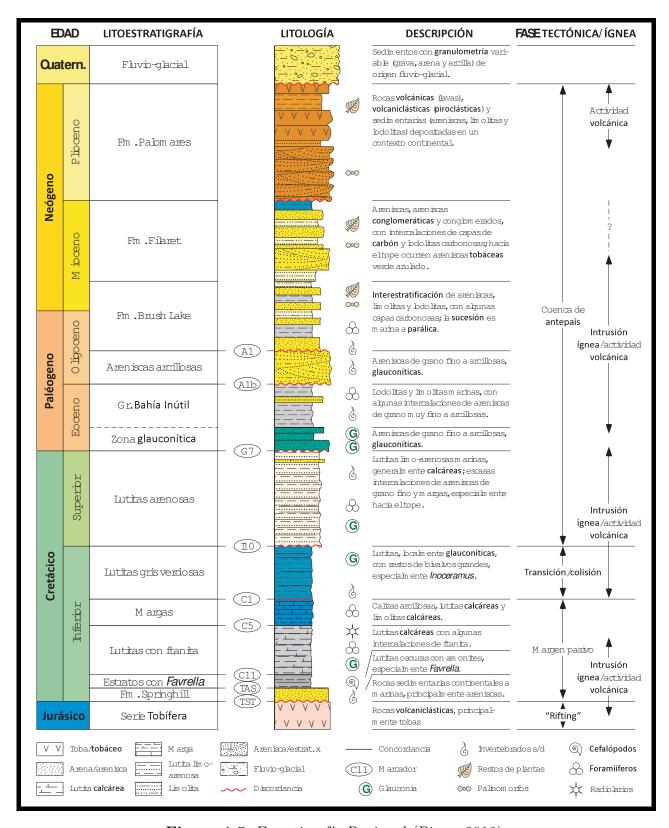


Figura 1.5: Estratigrafía Regional (Pinto, 2013).

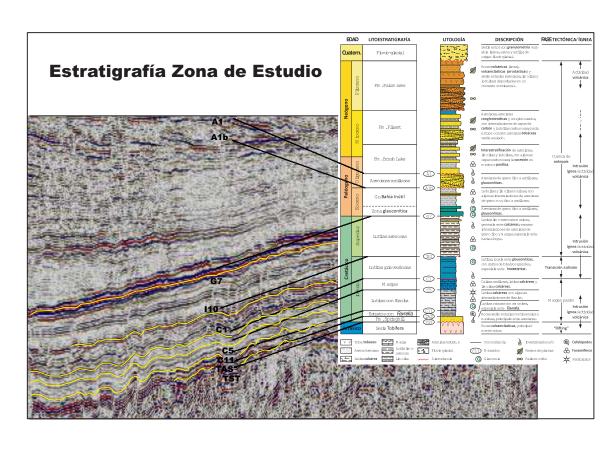


Figura 1.6: Sección sísmica que muestra la estratigrafía de la parte oriental de la Cuenca de Magallanes. Bloque Arenal, Inline 2693.

Formación Margas

Definida por Mordojovich (1948), corresponde a una unidad litoestratigráfica de subsuperficie que sobreyace a la unidad Lutitas con Ftanitas y que yace bajo la unidad conocida como Lutitas Gris Verdosas. La base de la secuencia puede ser correlacionada en toda la Provincia de Plataforma por medio del marker eléctrico C5, mientras que su techo se encuentra cercano al marker eléctrico C1 (figura 1.5).

Está compuesta por margas y lutitas calcáreas, gris claro a verdosas, cuyo espesor varía entre 60 y 130 m.

Lutitas Gris Verdosas

Corresponde a un grupo de estratos cuya base se apoya sobre la Formación Margas y yace bajo la Formación Lutitas Arenosas. La unidad puede ser correlacionada regionalmente mediante el marker eléctrico C1 (figura 1.5) ubicado cerca de su base, mientras que su techo coincide con el marker eléctrico I3, reconocible en algunos pozos de la plataforma (Mella, 2001).

La unidad se compone de arcillolitas gris verdosas con intercalaciones calcáreas, ricas en bivalvos y foraminíferos, cuyo espesor varía entre 270 y 400 m.

Luitas Arenosas

Es un unidad litoestratigráfica de subsuperficie que se ubica entre las unidades Lutitas Gris Verdosas y Zona Glauconítica. La uniadad puede ser correlacionada en toda la Provincia mediante el marker eléctrico G7 cercano a su techo (figura 1.5).

La unidad está compuesta por arcillolitas glauconíticas con abundante contenido de foraminíferos, y su espesor varía entre 50 a 180 m.

Zona Glauconítica

Unidad litoestratigráfica de subsuperficie que descansa en discordancia angular y de erosión sobre la unidad Lutitas Arenosas e infrayace a las rocas del Grupo Bahía Inutil. Esta unidad puede ser correlacionada en la Provincia de Plataforma mediante un "marker" eléctrico cercano a su base (conocido como G7 (figura 1.5)), que marca un aumento granulométrico en columna del pozo. La base de esta unidad también es reconocible a través de la sísmica de reflexión, caracterizándose por un reflector regional y por una discordancia angular de sus secuencias basales por sobre las unidades cretácicas (Mella, 2001).

Está compuesta por areniscas finas, limolitas y arcillas, muy glauconíticas y con una abundante colección de foraminíferos. Su espesor varía entre 100m en el sector más oriental de la cuenca, a unos 330m en la porción central.

Grupo Bahía Inútil

Unidad que se encuentra ubicada sobre la unidad conocida como Zona Glauconítica e infrayace a la unidad Areniscas Arcillosas. Es correlacionable en parte de la Provincia mediante el marker eléctrico A1b cercano a su techo (figura 1.5).

Se compone de 50 a 200 m de areniscas, arcillolitas, y limolitas, portadoras de una abundante macro y microfauna.

Areniscas Arcillosas

Unidad litoestratigráfica de subsuperficie dispuesta sobre el Grupo Bahía Inutil y bajo la Formación Brush Lake. Su correlación en la Provincia se realiza mediante el marker eléctrico A1, que define su techo (figura 1.5).

Está constituida por espesores que estan entre 100 y 400 m de areniscas arcillosas con intercalaciones calcáreas fosilíferas.

Formación Brush Lake (Barwick, 1955)

Unidad ubicada sobre el techo de la Formación Areniscas Arcillosas, mientras que su techo lo conforma la base conglomerádica de la Formación Filaret (figura 1.5).

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 (Mella, 2001).

Formación Fílaret (Cortés y Céspedes, 1955)

Unidad ubicada sobre la Formación Brush Lake. En subsuperficie infrayace a la Formación Palomares (figura 1.5). Esta compuesta por areniscas, areniscas conglomerádicas y arcillolitas, con intercalaciones de mantos de carbón y niveles coquinoídeos. Su espesor varía entre 260 y 400 m.

Formación Palomares (Kiedel y Hemmer, 1931)

Esta unidad se encuentra ubicada sobre la Formación Fílaret e infrayace en discordancia a depósitos glaciares del Pleistoceno en gran parte de la cuenca. Su espesor es variable entre 260 y 400 m (Mella, 2001).

1.5. Geología local del Bloque Arenal

El bloque arenal se encuentra ubicado al sur de la Isla Tierra del Fuego, donde afloran principalmente sedimentos del Mioceno Superior al Holoceno, los cuáles estan constituidos por depósitos aluviales, coluviales, fluvioglaciales, morrénicos y glacilacustres, cubriendo parcialmente a sedimentitas marinas y continentales del Mioceno.

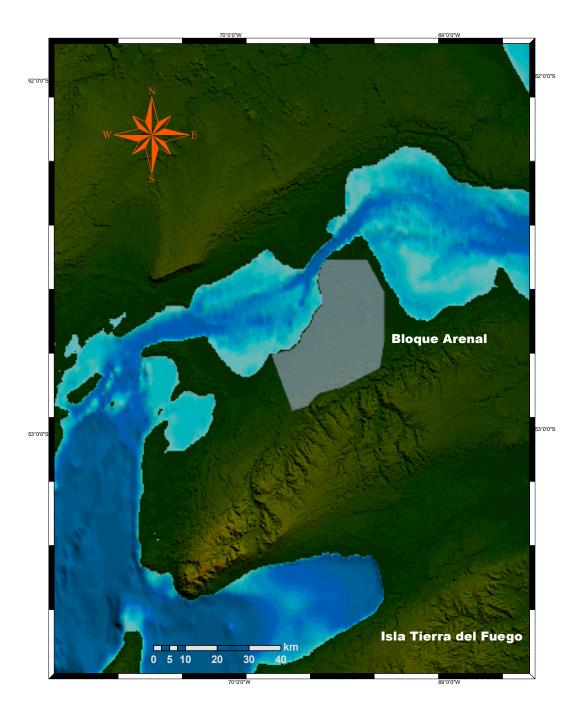


Figura 1.7: Ubicación geográfica del Bloque Sísmico Arenal. Isla Tierra del Fuego.

1.6. Zona Glauconítica

La "Zona Glauconítica" fue definida por C.L Mohr el 29 de Diciembre de 1945, en base a la descripción de "cuttings" del primer pozo de exploración en la Plataforma Springhill, Manantiales 1. Donde interpretó a los sedimentos que se ubicaban entre 1.325 m.b.m.r y 1.466 m.b.m.r con el nombre de "Glauconitic Zone" (Age not determined). Esta unidad la describe como: lutitas gris oscuras, areniscas finas, abundantes pellets de glauconita que dan una tonalidad verde a este conjunto.

1.6. Zona Glauconítica en el Bloque Arenal

Posterior al período Maastrichtiano-Selandiano, podemos considerar que existe una etapa de transición hacia la Segunda Megasecuencia de Antepaís. Donde ubicamos a la denominada "Zona Glauconítica", caracterizada por corresponder a un evento dominante transgresivo, compuesto por varios pulsos que establecierón en la sísmica un patrón de onlap de reflectores, generalmente de alta amplitud, que se acuñan hacia el Este.

Durante el Paleoceno temprano existe una somerización de los sistemas depositacionales hacia el Norte, onlap sísmicos costeros se manifiestan claramente haciendo pinch-out hacia el Este y Noreste, lo que deja en evidencia la presencia de una zona alzada (bulbo periférico) en esa dirección como respuesta al ajuste isostático producido por la deformación por carga téctonica durante este período de la Cuenca de Antepaís.

1.6. Estratigrafía de la Zona Glauconítica en el Bloque Arenal

De acuerdo a lo anteriormente expuesto, la Zona Glauconítica se encuentra en la base de la megasecuencia 2, de edad Cretácico tardio - Eoceno. La organización depositacional para la edad anteriormente mencionada en el Bloque Arenal, esta constituida por ciclos transgresivos que se expresan como depósitos con forma de cuñas, con los mayores espesores ubicados en el Sur-Oeste y adelgazamiento hacia el Nor-Este.

En el contexto de megasecuencias, se puede reconocer las siguientes discordancias para el Bloque Arenal (figura 1.3):

- F3 (E0) = Base de la Megasecuencia de Antepaís 3 = Techo del Oligoceno.
- F2 (G7)= Base de la Megasecuencia de Antepaís 2 = Base de la Zona Glauconítica.
- F1 (I10)= Base de la Megasecuencia de Antepaís 1 (Cretácico Tardío).
- C1 = Base de las Lutitas Gris Verdosas = Base del Albiano.
- T1 = Base de la Formación Springhill = Base del Cretácico.

De acuerdo a interpretaciones realizadas en trabajos anteriores, el marker G7 corresponde a una superficie erosiva que se desarrolla en forma subarea y es responsable de la erosión de alrededor de 500m en el área de Arenal, y más de 1000m en el sector occidental del Bloque Dorado Riquelme.

Además, la Zona Glauconítica se puede dividir en:

■ BI20 = Base de la Zona Glauconítica Superior (Areniscas Glauconítica)

• G7 = Base de la Zona Glauconítica Inferior (Limolitas Volcaniclásticas)

Zona Glauconítica Superior: Esta constituida por areniscas glauconíticas, limosas, arcillas. Esta unidad es de baja porosidad, sin embago contiene gas, registrado en el cromátografo¹. El tope de esta unidad se define litológicamente como las calizas castaño claro que se encuentran sobre areníscas glauconíticas, coincidente con el aumento del gas. Los perfiles eléctrios reconocen esta unidad debido a que el techo marca un aumento de la arcillosidad (aumenta el perfil de GR).

Zona Glauconítica Inferior: Conformada por limolitas glauconíticas parcialmente arenosas, con intercalados tobáceas. Fueron reconocidas tanto en cuttings como en coronas, a partir de los pozos Retmos ZG-1 y Cabaña ZG-1. Las intercalaciones tobáceas son generalmente entre dos y tres y por lo general poseen un espesor inferior a tres metros.

El tope de esta unidad se define litológicamente como el tope de las arcillolitas gris verdoso medio ubicadas por debajo de las areníscas glauconíticas de la Zona Glauconítica Superior. A diferencia de la Zona Glauconítica Superior, esta unidad posee fuertes características de presencia de gas.

Se apoya en discordancia sobre las arcillolitas gris medio de la Megasecuencia 2.

1.6. Estratigrafía en detalle de la Zona Glauconítica

La Zona Glauconítica está dividida en dos unidades anteriormente mencionadas, Zona Glauconítica Inferior establecida entre los markers GL-0 Y BI20 y la Zona Glauconítica Superior definida entre los markers BI20-BI30 (figura 1.8).

Estratigrafía de la Zona Glauconítica Inferior

La información recopilada (perfiles eléctrios, coronas, cuttings y cromatografía), indican que la Zona Glauconítica Inferior, en el área de Cabaña tiene aproximadamente entre 45 y 60 metros de expesor y consiste en :

TOPE

20 m de Arcillolita gris pardo, gris pardo oscuro, con inclusiones limosas y glauconita asilada.

2 m de toba gris oscura, fina y con cavernas llenas de minerales verdes, en parte alterados, muy dura.

18 m de Arenisca arcillosa - arcillolita arenosa gris medio, de color muy fina con clastos de cuarzo y glauconita subredondeado,

buena clasificación, matriz arcillosa, fragmentos líticos y arcillosos. Bien consolidada.

2 m de toba gris oscura, fina y con cavernas llenas de minerales verdes.

4 m de alternaciones de arcillolita pardo-grisáceo y arenisca arcillosa / arcillolita arenosa.

BASE

Cuadro 1.1: Columna basada en la descripción de corona 1:1000 por Gschaider (2013).

¹prueba

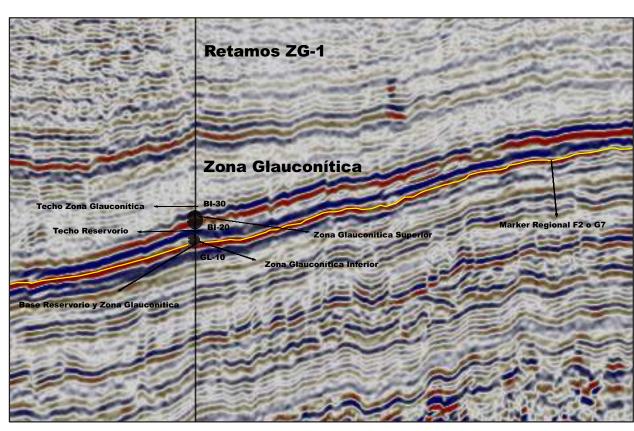


Figura 1.8: Sección Sísmica que muestra la ubicación de la Zona Glauconítica en el Bloque Arenal. Inline-2725, pozo Retamos ZG-1.

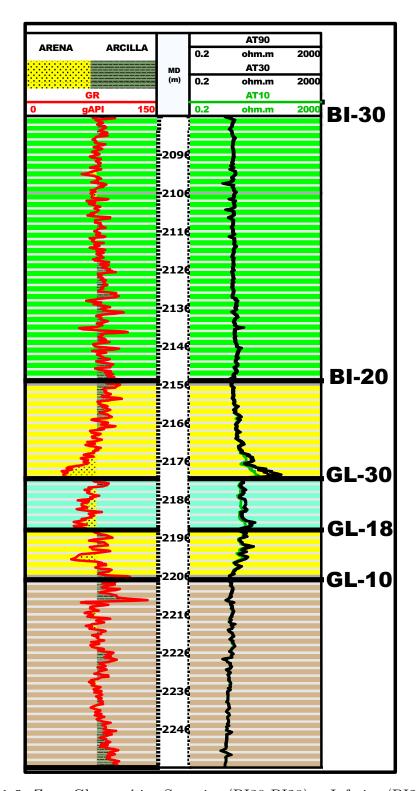


Figura 1.9: Zona Glauconítica Superior (BI30-BI20), e Inferior (BI20-GL10).

Hipótesis y Objetivos

Rem tene, verba sequentur (Si dominas el tema, las palabras vendrán solas) Catón el Viejo

2.1. Hipótesis

Las anomalías de alta amplitud negativa, derivadas de la sísmica de reflexión, son asociadas a reservorios de baja impedancia acústica.

2.2. Objetivos Generales

Caracterizar el reservorio de gas de la zona glauconítica, por medio de una inversión de amplitud sísmica.

2.3. Objetivos Especificos

- 1. Obtener los datos sísmicos del cubo Arenal.
- 2. Obtener información de los registros de pozo, en particular, los registros de velocidad compresional y densidad.
- 3. Realizar el proceso de inversión de amplitud, utilizando el software opendtec.
- 4. Poder encontrar relaciones funcionales entre el resultado de la inversión sísmica (impedancia acústica), y parametros petrofísicos y elásticos.
- 5. Caracterizar la zona glauconítica.

2.3.	Objetivos	${\it Especificos}$
------	-----------	---------------------

Fundamentos

Las ciencias aplicadas no existen, sólo las aplicaciones de la ciencia.. Louis Pasteur

Resumen: A continuación se describen las principales características de la sísmica.

3.1. Fundamentos Teóricos de la Sísmica

Ondas Sísmicas

Una onda se puede definir como una perturbación que se propaga a través de un cuerpo o superficie de un medio sin involucrar movimiento neto del material. Principalmente podemos encontrar dos tipos de ondas, las de cuerpo y las superficiales. Las ondas de cuerpo se propagan a través del cuerpo de un medio, mientras que las superficiales lo realizan a lo largo de las interfaces o límites. Las ondas de cuerpo pueden ser ondas-P y/o ondas-S, mientras que para las ondas superficiales, las más conocidas son las ondas Rayleigh y Love (Sheriff, 1991).

Resolución Sísmica

Cuando hablamos de sísmica de reflexión, debemos considerar que la profundidad es medida en tiempo, por lo que se conoce como el tiempo doble de la onda ("two-way travel-time"), es decir, el tiempo que tarda la onda sísmica en viajar a una interface, ser reflejada y volver a la superficie para quedar grabada en un receptor. Con el aumento de la profundidad las frecuencias de la señal decreceran (y la longitud de onda aumentará). Esto significa que al aumentar la profundidad, la resolución sísmica será menor. Las altas frecuencias son reflejadas en los reflectores relativamente de poca profundidad, mientras que las bajas frecuencias serán reflejadas a mayores profundidades (Rafaelsen, 2006).

Resolución Vertical

Se entiende por resolución sísmica vertical la menor distancia vertical entre dos interfaces litólogicas que produce dos reflexiones, que pueden separarse visualmente. En sísmica la resolución vertical esta relacionada al espesor mínimo de una capa, en la cual las reflexiones que provienen del tope y base de esta capa pueden ser ditinguidas. Esta resolución sísmica vertical corresponde a un 1/4 de la longitud de onda dominante, (Sheriff,1997).

Ley de Snell

Cuando una onda atraviesa un límite entre dos medios isotrópicos, la onda experimenta cambios de direcciones tal que:

$$\frac{\sin(i)}{V_1} = \frac{\sin(\theta_1)}{Vp_1} = \frac{\sin(\phi_1)}{Vs_1} = \frac{\sin(\theta_2)}{Vp_2} = \frac{\sin(\phi_2)}{Vs_2} = p \tag{3.1}$$

donde i es el ángulo de la onda incidente con una velocidad $V_i = V_{p1}$ si es una onda-P. θ_1 y ϕ_1 son los ángulos de reflexión de las onda P y S respectivamente en el medio 1, con velocidades V_{p1} y V_{s1} ; θ_2 y ϕ_2 son los ángulos de refracción de la onda P y S en el medio 2, las cuáles tienen velocidades V_{p2} y V_{p1} respectivamente (figura 3.1). Y p corresponde al parámetro de rayo (Sheriff, 1991).

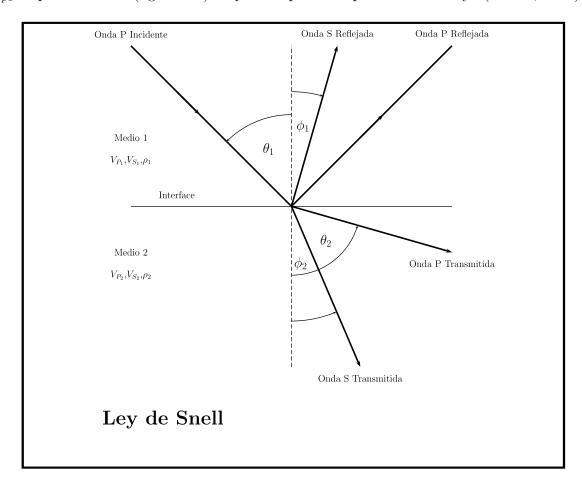


Figura 3.1: Ley de Snell.

Impedancia Acústica

Corresponde a la multiplicación de la velocidad de un medio por su respectiva densidad (Sheriff, 1991).

$$Z = \rho V \tag{3.2}$$

Donde ρ : densidad, y V: velocidad.

Coeficiente de Reflexión

El coeficiente de reflexión es la relación entre la almplitud de la onda incidente y la onda reflejada, y en general depende del ángulo de incidencia de la onda. Es una función de la velocidad y densidad de dos medios separados por una interface. El coeficiente de reflexión en incidencia normal depende de los cambios de impedancias acústicas (Sheriff, 1991).

Para una onda que viaja por un medio 1 y es reflejada desde la interface o límite de un medio 2 (figura 3.1), el coeficiente de reflexión R está dado por:

$$R = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1} \tag{3.3}$$

Los valores característicos de R son aproximadamente -1 del agua la aire, lo cual significa que casi el 100% de la energía es reflejada y ninguna es transmitida; cerca de 0.5 del agua a la roca; y aproximadamente 0.2 de lutita a arena (Ruiz,2007).

La impedancia acústia y el coeficiente de reflexión serán la base para el proceso de inversión sísmica presentado en este tabajo.

Convención de Polaridad Sísmica

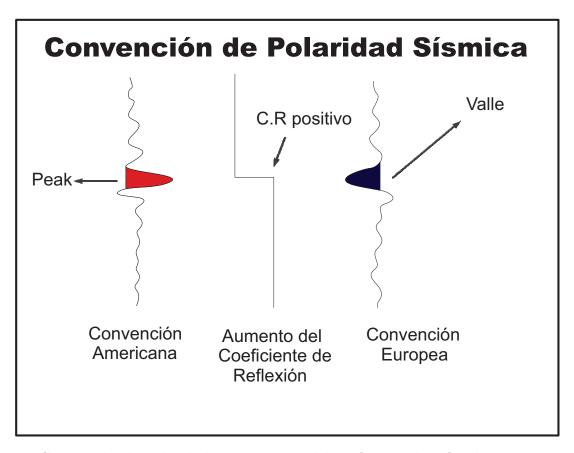


Figura 3.2: Convención de polaridad. Un aumento del coeficiente de reflexión representa un peak, si trabajamos con la convención americana, y un valle si lo hacemos con la convención europea.

Método Sísmica de Reflexión

Rem tene, verba sequentur (Si dominas el tema, las palabras vendrán solas) Catón el Viejo

Resumen: Se describe de una forma sencilla el método sísmico de reflexión.

4.1. Introducción

Después del hundimiento del Titanic producido por un iceberg en 1912, Reginald A.Fessenden trabajó en la elaboración de un método con el objetivo de poder detectar estas masas de hielo. El método usado fue el uso de ondas acústicas en el agua, dando inicio a una de las primeras publicaciones sobre la utilización de ondas con un objetivo exploratorio. Esta publicación fue titulada "Method and apparatus for locating ore bodies" y fue presentada el año 1917. Este acontecimiento fue el inicio del uso de ondas sísmicas con objetivos exploratorios. Posteriormente varios investigadores comenzaron a desarrollar este tema, dentro de los cuales se pueden encontrar a : Mintrop, Fessenden, E.A. Eckhardt, W.P. Haseman, J.C. Karcher, y Burton McCollum. Estos seis personajes fueron importantes en el desarrollo de la aplicación comercial de ondas sísmicas después de la Primera Guerra Mundial (Sheriff, 1995).

En el año 1927 la metodología de sísmica de reflexión se comenzó a instaurar en la industria del pétroleo. Para que a principios del año 1930 se convertiera en la herramienta más utilizada en la exploración de hidrocarburos, manteniéndose hasta la actualidad. En las décadas posteriores, la exploración sísmica se hizo indispensable en la búsqueda de hidrocarburos, siendo hoy en día una de las mejores herramientas geofísicas para comenzar un estudio exploratorio (Sheriff, 1995).

4.2. El método Sísmico

El principal objetivo de este método es poder estudiar el subsuelo obteniendo principalmente información geológica, propiedades físicas y elásticas de las diferentes capas que están presentes bajo la superficie de la Tierra.

La exploración sísmica utiliza ondas elásticas que se propagan a través de la subsuperficie y son generadas mediante fuentes artificiales. El tipo de fuente artificial dependerá del tipo de adquisición que se desea utilizar, donde podemos encontrar marina o terrestre. En el caso marino, las señales sísmicas son generadas por una fuente de impulso conocido como airgun (cañon de aire), o mediante una fuente vibratoria controlada que genera una señal codificada. Las señales que son reflejadas son detectadas por hidrófonos, los cuáles son conectados a un streamer (cable de medición) que es remolcado por medio de un barco. En el caso terrestre, las señales sísmicas son generadas por fuentes tales como: dinamita, vibros, martillos, etc, y son registradas a través de geófonos.

Los tiempos de llegada de las diferentes ondas producidas por las fuentes artificiales son registradas en una serie de receptores, donde la información es grabada de forma digital para luego ser procesada, y extraer la información más significativa que permita una adecuada interpretación de las estructuras geológicas del subsuelo, (Telford, W.M, et. al, 1990).

4.3. Sísmica de Reflexión

El método de sísmica de reflexión esta basado en los tiempos de llegada y amplitudes producidas por las reflexiones de un frente de ondas sísmico (figura 4.1) que viaja sobre las diferentes capas del subsuelo. Las interfaces o reflectores responden a diferentes contrastes de impedancias acústicas, las cuales están relacionadas con diferentes propiedades elásticas presentes en cada intervalo geológico.

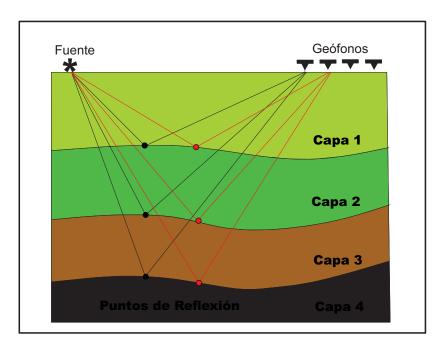


Figura 4.1: Esquema simple del método sísmica de reflexión, donde existe una fuente sobre la superficie que produce un frente de ondas las cuales son reflejadas por las diferentes capas geológicas de la subsuperficie.

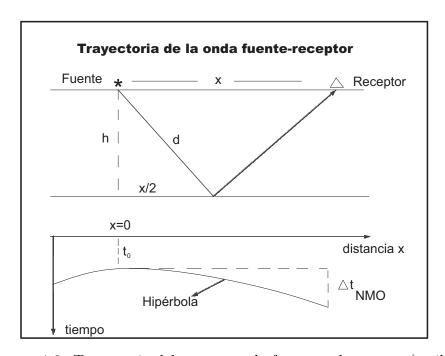


Figura 4.2: Trayectoria del rayo entre la fuente y el receptor (arriba).

La figura 4.2 representa un caso simple de la trayectoria de un rayo desde la fuente hasta el receptor. De aquí se puede derivar las ecuaciones que gobiernan este método. Si la capa tiene un espesor h y una velocidad uniforme v (que corresponde a la velocidad-P), el mínimo tiempo de viaje, t_0 , definido por el "two way vertical ray path" (trayectoria del rayo de ida y vuelta), es:

$$t_0 = \frac{2h}{v} \tag{4.1}$$

De una forma más general podemos escribir el tiempo de viaje como una función de la distancia x, y puede ser expresada como:

$$t(x) = \frac{2d}{v} \tag{4.2}$$

donde d es la distancia de cada rayo entre la fuente y el punto de reflexión dentro de una capa (figura 4.2). De la geometría (figura 4.2(imagen superior)) podemos encontrar que la relación para el tiempo de viaje del rayo, como una función de la distancia es:

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{v^2} \tag{4.3}$$

donde x es la distancia (offset) entre la fuente y el receptor, v es la velocidad del medio sobre la interface o reflector, y t_0 es el tiempo de tránsito doble a lo largo de la trayectoria vertical del punto x=0.

Reescribiendo la ecuación anterior, tenemos que:

$$\frac{t^2}{t_0^2} - \frac{x^2}{v^2 t_0^2} = 1\tag{4.4}$$

Considerando $v^2t_0^2=4h^2$, tenemos que:

$$\frac{v^2t^2}{4h^2} - \frac{x^2}{4h^2} = 1\tag{4.5}$$

La ecuación 2,3, representa el comportamiento hipérbolico que experimenta la traza sísmica a medida que la distancia fuente-receptor aumenta (figura 4.2 - parte inferior).

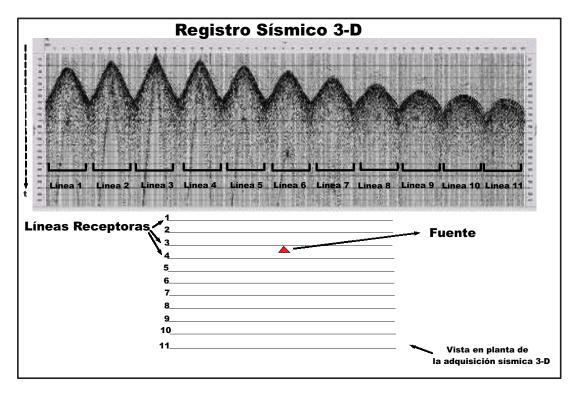


Figura 4.3: Copia de campo de un registro sísmico 3-D. La parte superior de la figura corresponde a las líneas receptoras que graban la señal que proviene de la fuente. La parte inferior de la figura representa una visión en planta de la fuente y los geófonos agrupados en 11 líneas receptoras.

Con el objetivo de poder ordenar las trazas sísmicas, se utiliza un arreglo sísmico llamado CDP (Common Depth Point) (Shearer, 2009). El cual se define como un punto en la subsuperficie (considerando un modelo de capas planas, el cuál consiste en capas horizontales con propiedades elásticas constantes, es decir, de igual velocidad y densidad) que separa el camino de la onda en distancias equidistantes entre fuente-punto de reflexión y punto de reflexión-receptor (figura 4.4), y contienen la información de todas las reflexiones registradas (Shearer, 2009).

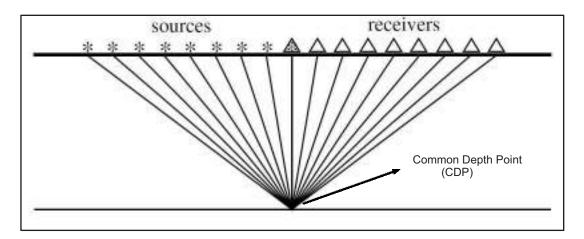


Figura 4.4: Arreglo sísmico Common Depth Point (CDP). Modificado de Shearer (2009).

Posteriormente se obtiene un CDP Gather, el cual es un organización de trazas con una coordenada de adquisición en común (Sheriff, 1991), en este caso trazas que tienen una misma coordenada del punto medio (CDP) (figura 4.5).

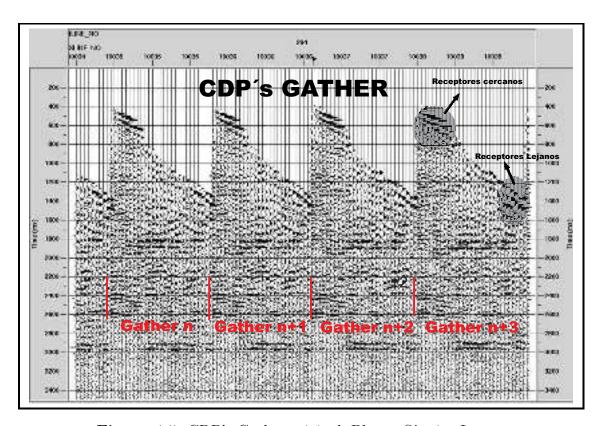


Figura 4.5: CDP's Gather original. Bloque Sísmico Lenga.

Las diferentes reflexiones producidas en el subsuelo quedan registradas por un arreglo de receptores o geófonos ubicados en la superficie (figura 4.1). El incremento de la distancia entre los receptores y la fuente, provoca un desfase de la llegada de la onda reflejada a medida que se hace más grande esta distancia (figura 4.2).

Con el objetivo de poder corregir este desfase de tiempo, se aplica un proceso denominado Normal Move Out (NMO), para poder horizontalizar las trazas sísmicas (figura 4.6-inferior). Esta corrección puede ser usada como una herramienta de procesamiento sísmico para distinguir entre las reflexiones y otros eventos tales como refracciones, difracciones y múltiples (figura 4.6), (Sheriff, 1995).

La diferencia en tiempo entre 2 arribos de ondas a dos distancias diferentes, es denominado moveout y puede ser expresado como:

$$\Delta t = t(x_2) - t(x_1) = t_0 \sqrt{1 + (x_2/vt_0)^2} - t_0 \sqrt{1 + (x_1/vt_0)^2}$$
(4.6)

$$\approx \left[1 + \frac{1}{2}(x_2/vt_0)^2\right] - \left[1 + \frac{1}{2}(x_1/vt_0)^2\right] \tag{4.7}$$

$$\approx \frac{x_2^2 - x_1^2}{2v^2 t_0} \tag{4.8}$$

donde la aproximción es valida para distancias cercanas. El Normal Move Out (NMO) es definido como el "moveout" desde x=0 y es dado por:

$$\Delta t_{NMO} = t_0 \sqrt{1 + (x/vt_0)^2} - t_0 \tag{4.9}$$

$$\approx \frac{x^2}{2v^2t_0} \tag{4.10}$$

donde:

$$t(x) = t_0 \sqrt{1 + (x/vt_0)^2}$$
(4.11)

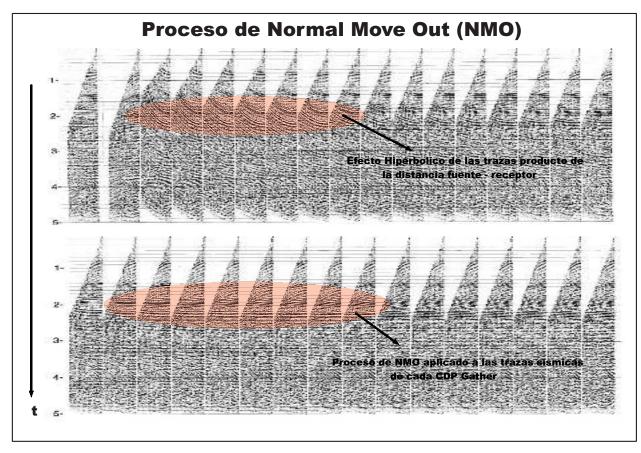


Figura 4.6: Esquema de un proceso de Normal Move Out. La figura superior representa un conjunto de CDP's gather, donde se observa el efecto hipérbolico de la traza sísmica, producto del aumento de la distancia fuente-receptor. En la figura inferior se eliminá este efecto, usando el proceso Normal Move Out (NMO), en donde se visualiza las trazas horizontalizadas (Modificado de Yilmaz, 2001).

Finalmente con el objetivo de mejorar la relación señal/ruido y minimizar la influencia de eventos no deseados, se realiza un proceso denominada "Stack" (Shear, 2009), que simplemente es sumar todas las trazas de un mismo CDP con el NMO aplicado, para obtener un sóla traza (figura 4.7).

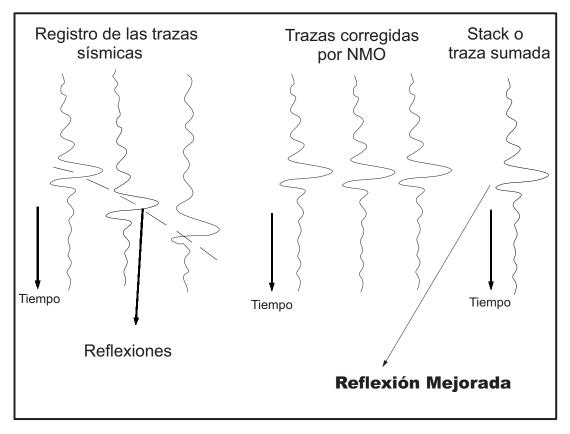


Figura 4.7: Esquema de un proceso de Normal Move Out y Stack sísmico.

Posteriormente el conjunto de todas las trazas provenientes de los CDP's constituyen lo que se denomina la sección de sísmica de reflexión, que constituye el resultado final de este método. La figura 4.8 representa un sección sísmica procesada donde se observan las amplitudes de las reflexiones sísmicas derivadas de cambios de propiedades físicas de la subsuperficie.

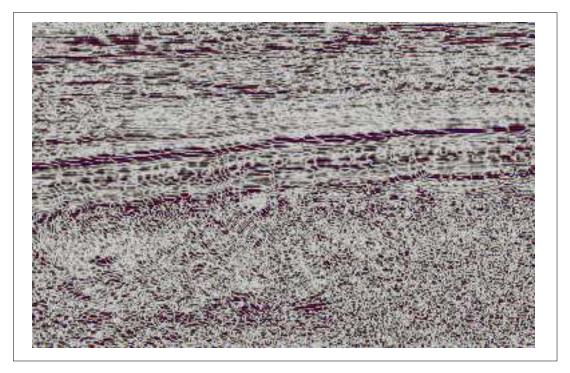


Figura 4.8: Sección sísmica del Bloque Arenal. El color rojo representa el valle de la onda, mientras que el color azul determina una cresta o lo que se conoce como "peak".

Cuando hablamos de una sección sísmica debemos imaginar una imagen del subsuelo, donde las reflexiones quedan representadas en forma de lóbulos de altas amplitudes definiendo las diferentes capas reflectantes que posteriormente se asociarán a estructuras geológicas (figura 4.8). El conjunto de todas las secciones sísmicas da lugar a lo que se conoce como un cubo sísmico 3-D, (figura 4.9)

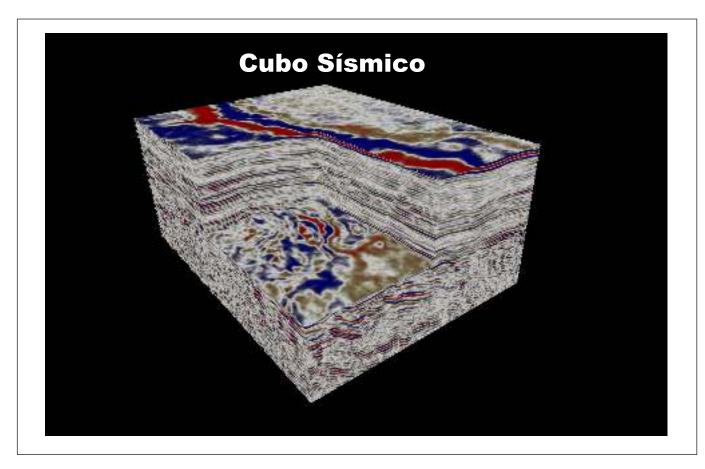


Figura 4.9: Cubo Sísmico - Bloque Arenal. Donde una inline representa un arreglo de geófonos, es decir, una linea receptora. Mientras que una crossline es una línea perpendicular a la línea en los cuáles los datos fueron adquiridos.

Con el objetivo de poder tener una perspectiva del objetivo de la sísmica de reflexión, se presenta una sección sísmica entre adquisiciones 2-D y 3-D (figura 4.10). En donde se pueden apreciar las características geologícas de las principales megasecuencias asociadas a la etapa de antepaís que afectarón la evolución de la Cuenca de Magallanes (figura 4.11).

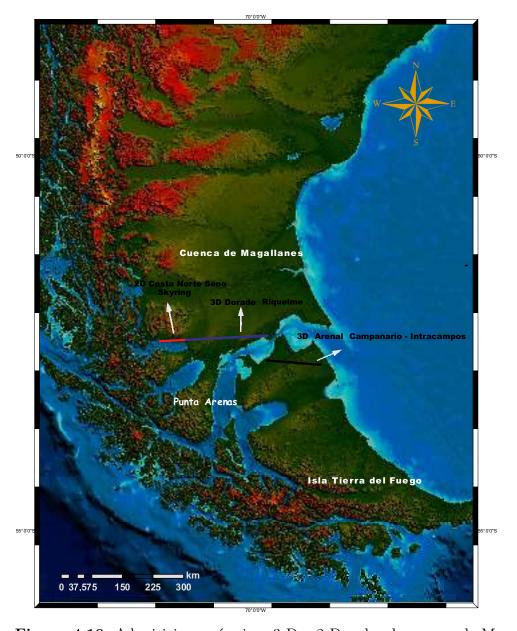


Figura 4.10: Adquisiciones sísmicas 3-D y 2-D, sobre la cuenca de Magallanes.

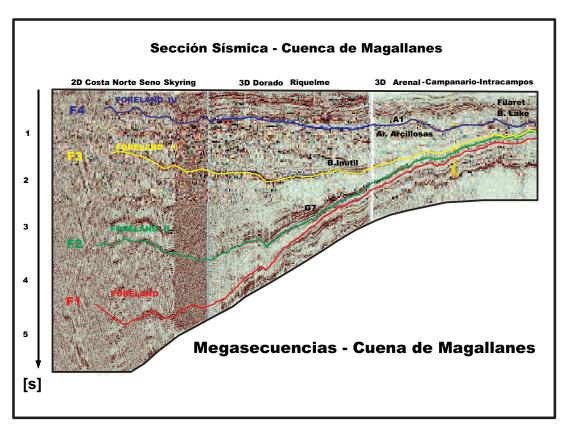


Figura 4.11: Sección sísmica entre diferentes adquisiciones sísmicas. Mostrando las principales megasecuencias asociadas a la etapa de antepaís de la Cuenca de Magallanes.

4.3.	Sismica	de	Ret	$flexi\'on$

Modelo Convolucional de la traza Sísmica

La ignorancia afirma o niega rotundamente; la ciencia duda.. Francois Marie Arouet

5.1. Introducción

La tierra esta constituida por diferentes capas, con diferentes propiedades físicas y litologícas. Por medio de las cuáles las ondas sísmicas son propagadas. Los contrastes de impedancias acústicas entre capas de litologías adyacentes causan las reflexiones que son registradas a lo largo de un arreglo de receptores en la superficie. El sismograma registrado en el receptor, puede ser modelado como una convolución entre la serie reflectiva y una ondícula sísmica, dando lugar a lo que se conoce como el modelo convolucional de la traza sísmica (Yilmaz, 2001). Este modelo convolucional es la base para el proceso de inversión definido en este trabajo.

5.2. El teorema convolucional

Considerando dos series de tiempo u(t) y v(t), tenemos que la convolución entre estas dos funciones es definida como:

$$(u * v)(t) = u(t) * v(t) = \int_{-\infty}^{\infty} u(\tau)v(t - \tau)d\tau = z(t)$$
 (5.1)

y en su forma discreta:

$$u(t) * v(t) = \sum u(t)v(t - \tau) = z(t)$$
 (5.2)

De una forma sencilla, podemos considerar la convolución como un opedaror matemático que representa un sistema físico, en el cuál dos señales son transformadas en una tercera señal. Esta tercera señal, corresponde a la señal de salida de un sistema a partir de una señal de entrada y la respuesta al impulso. La respuesta al impulso corresponde a la señal que se produce al aplicar un

impulso unitario a un sistema determinado. En nuestro caso, las dos señales de entrada corresponden a la serie reflectiva y la ondícula sísmica, mientras que la señal de salida queda determinada por la traza sísmica síntetica.

Con el objetivo de poder entender mejor el proceso del modelo convolucional, se describen a continuacion los conceptos de la serie reflectiva y ondicula sísmica.

5.2. La series de coeficientes de Reflexión

La serie de coeficientes de reflexión o simplemente llamada reflectividad, es uno de los conceptos físicos fundamentales en el método sísmico. Representa los cambios de propiedades elásticas entre interfaces (figura 5.4). Básicamente cada coeficiente de reflexión puede ser considerado como la respuesta a un cambio de impedancia dentro de la Tierra, donde la impedancia acústica es definida como el producto de de la velocidad compresional con la densidad (ecuación 2.2). La ecuación del coeficiente de reflexión visto en el capítulo II, queda definida como:

$$CR_i = \frac{\rho_{i+1}V_{i+1} - V_i\rho_i}{\rho_{i+1}V_{i+1} + V_i\rho_i} = \frac{Z_{i+1} - Z_i}{Z_{i+1} + Z_i}$$
(5.3)

donde:

 ρ = densidad V=velocidad compresional Z=impedancia acústica CR= coeficientes de reflexión

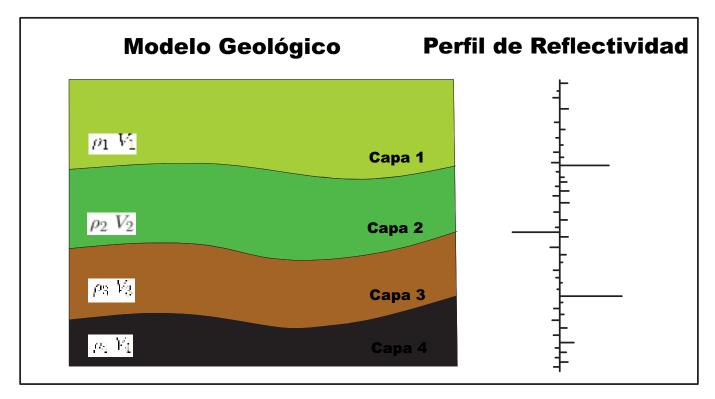


Figura 5.1: Esquema de un modelo geológico con diferentes propiedades elásticas en cada capa (izquierda). Perfil de reflectividad en profundidad, calculado con la ecuación 5.3

La construcción de una serie reflectiva es sencilla, básicamente se necesita un perfil de tiempo de tránsito y densidad (figura 5.2). El tiempo de tránsito es transformado a velocidad compresional V_p y luego es multiplicado con el perfil de densidad para obtener el perfil de impedancias acústicas (ecuación 1.2), el cual es la entrada a la ecuación de reflectividad (figura 5.3).

La figura 5.4 representa un modelo real de velocidad, densidad e impedancias, adquirido usando la información de los registros de pozo. Para este caso se uso la información proveniente del pozo Cabaña Oeste ZG-1.

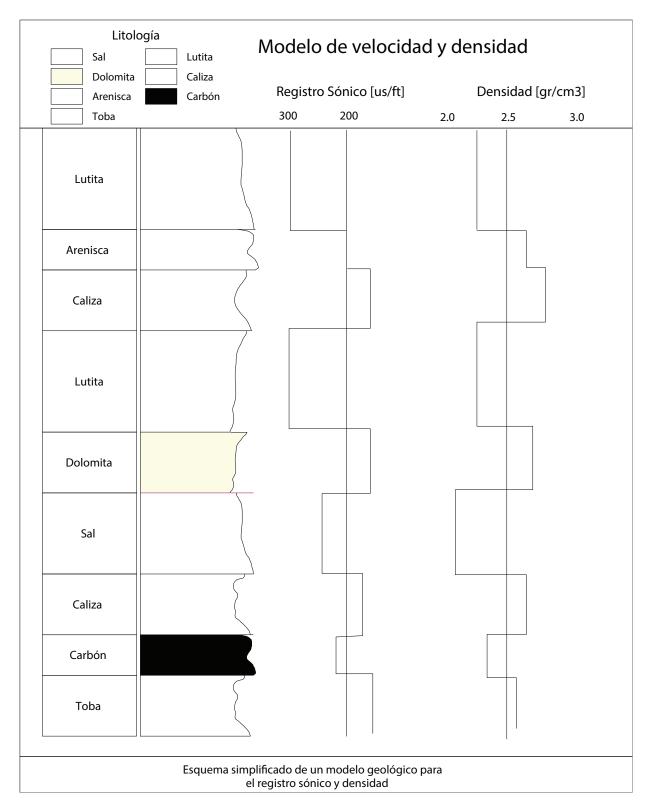


Figura 5.2: Esquema idealizado de un registro sónico y densidad, y su comportamiento en un modelo geológico simple.

5.2. La ondícula sísmica

La ondícula sísmica corresponde a un pulso unidimensional, que representa la forma que tendrá la reflexión en una interface o reflector (Sheriff, 1997). La ondícula queda definida por su respectivo

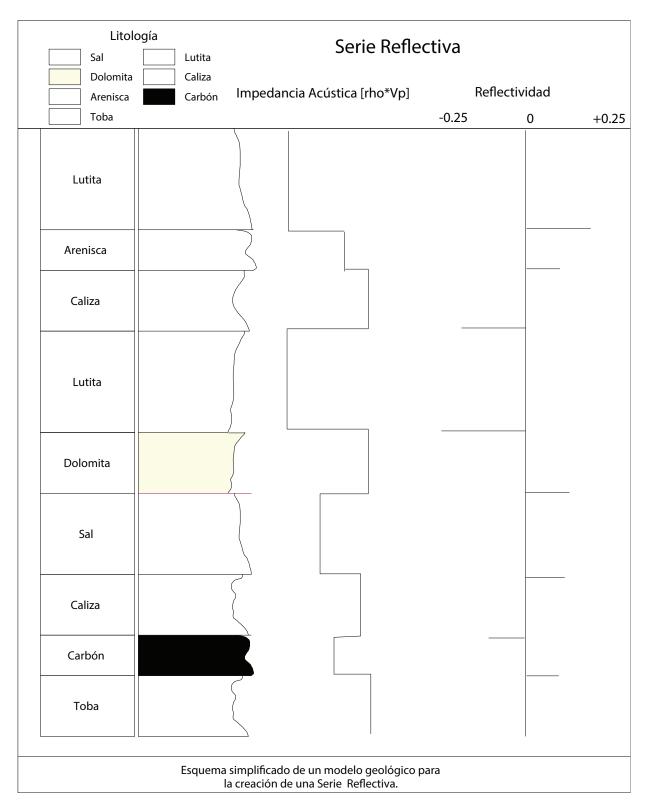


Figura 5.3: Serie de impedancias acústicas y su conversión a coeficientes de reflexión.

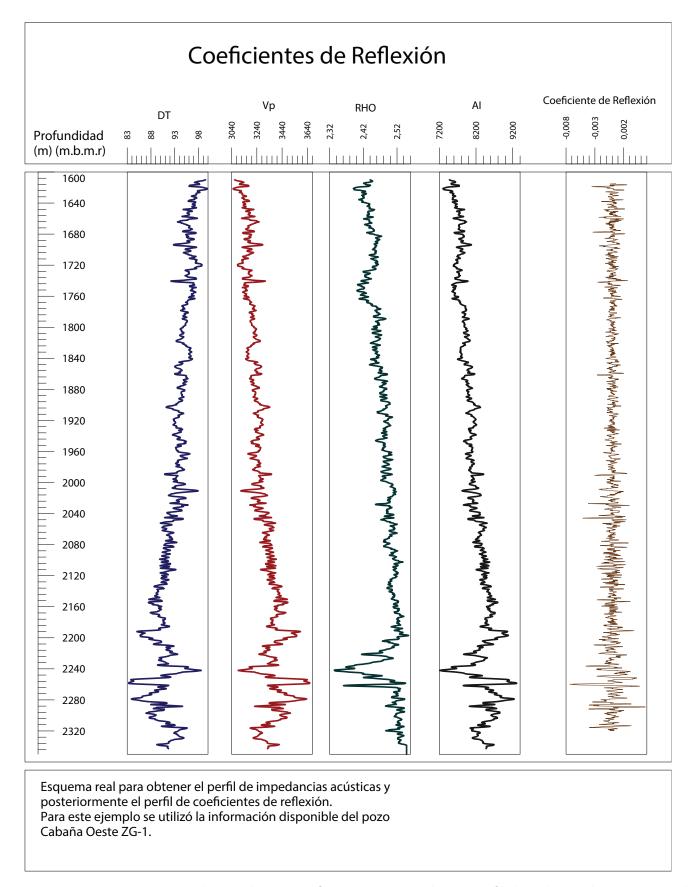


Figura 5.4: Proceso para obtener la serie reflectiva a partir de un perfil de velocidad compresional V_p , y densidad ρ . Pozo Cabaña Oeste ZG-1

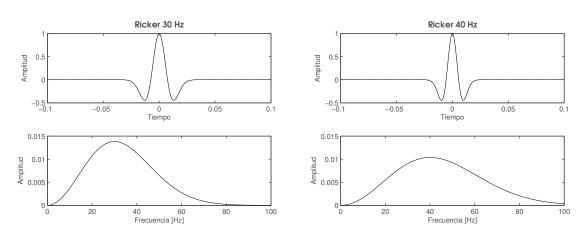
espectro de amplitud (amplitud vs. frecuencia) y por su espectro de fase (fase vs. frecuencia) (Repiloza, 2008).

La ondícula sísmica se origina por medio de un paquete de energía que proviene de una fuente en particular. Esta fuente puede ser: dinamita, vibros, cañones de aire, martillos, etc. El pulso proveniente de la fuente tiene un origen en un tiempo específico. Este mismo pulso luego es registrado como una serie de eventos distribuidos en tiempo y energía. Esta distribución de eventos esta asociada a los cambios de velocidad y densidad en el subsuelo (Repilloza, 2008).

Ondículas fase zero y fase constante

La suposición de que existe una única y bien definida ondícula, la cual es convolucionada con una serie reflectiva para reproducir una traza sísmica síntetica es demasiado simple. Una forma más realista es considerar que la ondícula varia en el tiempo y tiene una forma compleja. Sin embargo, la suposición de una ondícula simple es razonable en este trabajo. Cuando hablamos de una ondícula de fase cero, simplemente consideramos que su peak o maxima amplitud coincide con el tiempo cero.

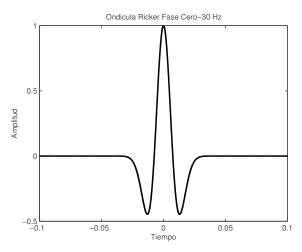
Primero consideramos la ondícula de Ricker, la cual consiste en un peak y dos lóbulos secundarios. La ondícula de Ricker depende sólo de la frecuencia dominante, que es el peak de frecuencia de su espectro de amplitud o la inversa del período dominate en el dominio del tiempo. La siguiente figura muestra dos ondículas de Ricker de frecuencias 30 y 40 Hz respectivamente.

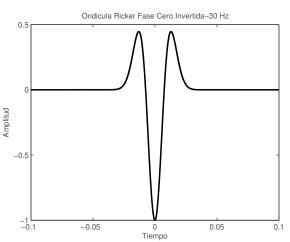


(a) Ondícula de Ricker de 30 Hz y su respectivo (b) Ondícula de Ricker de 40 Hz y su respectivo espectro de amplitud.

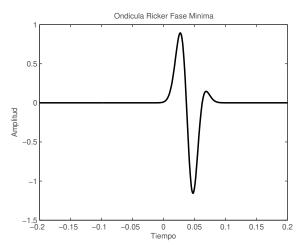
Las ondículas de Ricker que se pueden observar en la figura anterior son también de fase cero, o perfetamente simétricas. Esto es un característica importante sobre las ondículas, ya que la energía esta concentrada en un peak positivo, y la convolución entre una ondícula y un coeficiente de reflexión será de mejor calidad, conservando la energía en el peak.

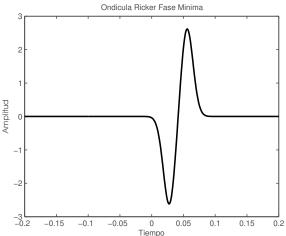
Para tener una idea de ondículas fase no-cero consideramos la siguiente figura, donde una ondícula Ricker ha sido rotada en 90 grados. Se puede observar que al rotar 90 grados la ondícula, existe una asimetría ,al igual que cuando se le aplica una rotación de 30 grados. Mientras que al aplicar un desfase de 180 grados , simplemente se invierte la ondícula.





- (c) Ondícula de Ricker 30 Hz fase cero.
- (d) Ondícula de Ricker 30 Hz fase cero e invertida.





- (e) Ondícula de Ricker 30 Hz fase miníma.
- (f) Ondícula de Ricker 30 Hz fase miníma e invertida.

Ondículas de fase mínima

La definición que usamos de mínima-fase es obtenida de Treitel y Robinson (1996): Para un conjunto de ondículas, todas con el mismo espectro de amplitud, la ondícula de mínima fase es la que tiene un peak agudo en el borde cercano al eje de las ordenadas.

El concepto de miníma fase es importante cuando se trabaja con dinamita, ya que esta es cercana a este tipo de fase, al igual que los instrumentos sísmicos. La figura anterior muestra una ondícula de fase mínima, la cual no tiene una componente antes del tiempo zero, y toda su energía se concentra muy cerca del origen.

5.3. El modelo Convolucional de la traza sísmica

Antes de entrar al proceso del modelo convolucional hay que entender algunas suposiciones que se asumen para poder llegar a este proceso.

Las suposciones para el proceso de convolución son las siguientes:

- La tierra esta compuesta por capas horizontales de velocidad constante (capas planas).
- La fuente sísmica genera ondas planas compresionales que afectan a las interfaces o límites de las capas por medio de una incidencia normal. En tales circunstancias, no se generan ondas de corte.

El modelo unidimensional más común para una traza sísmica esta vinculado con el modelo convolucional, en el cual la traza sísmica es simplemente la convolución entre la serie reflectiva y una ondícula sísmica (ambas en el dominio del tiempo), más una componente de ruido. La siguiente ecuación ilustra la definición anterior, donde * es el operador de convolución.

$$s(t) = w(t) * r(t) + n(t)$$
(5.4)

donde:

s(t)=la traza sísmica, w(t)=una ondícula sísmica r(t)=la reflectividad de la Tierra n(t)=ruido

Por lo tanto tenemos 3 incógnitas w(t), r(t), n(t) y una ecuación.

Para simplificar el problema suponemos que la componente de ruido es cero, en tal caso la traza sísmica es simplemente la convolución de una ondícula sísmica con la serie reflectiva de la Tierra (Russell, 1990; Yilmaz, 2001).

$$s(t) = w(t) * r(t) \tag{5.5}$$

Ahora sólo tenemos una ecuación y una incógnita (serie reflectiva), ya que suponemos que la ondícula sísmica (fuente), es conocida.

La figura 5.5 ilustra un modelo geológico simple, donde existe una serie reflectiva vinculada a la existencia de capas con diferentes propiedades elásticas. Esta serie reflectiva convolucionada con una ondícula sísmica da como resultado una traza sísmica sintética.

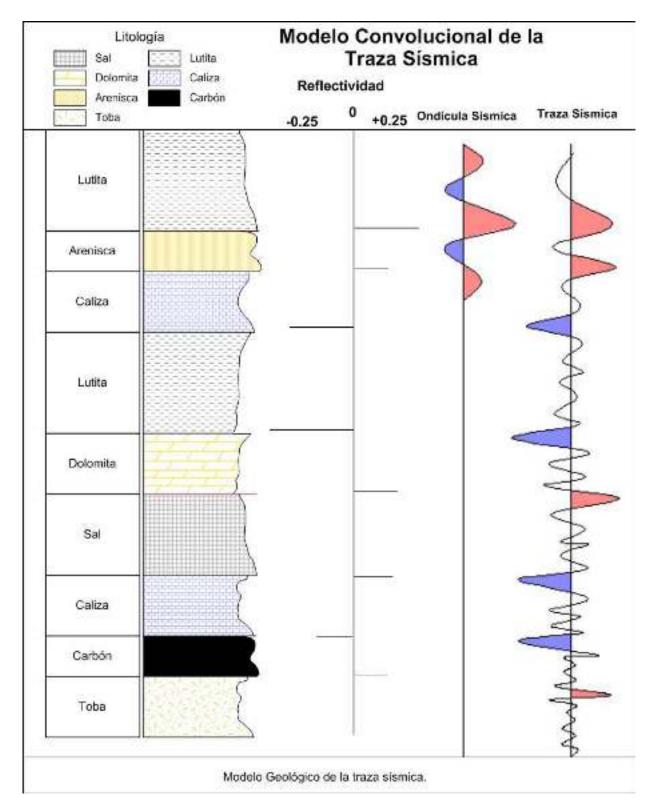


Figura 5.5: Esquema de un modelo geológico idealizado para el proceso de convolución de una traza sísmica.

Otra alternativa de poder visualizar este proceso, es analizar la traza sísmica en el dominio de las frecuencias. Si tomamos la transformada de Fourier de la ecuación 5.3, podemos escribir:

$$S(f) = W(f)xR(f) \tag{5.6}$$

donde

$$S(f)$$
=Transformada de Fourier de $s(t)$
 $W(f)$ =Transformada de Fourier de $w(t)$
 $R(f)$ = Transformada de Fourierde $r(t)$
 f =frecuencia

En la ecuación anterior podemos observar que el operador de convolución se convierte en la multiplicación en el dominio de las frecuencias. Sin embargo, sabemos que la transformada de Fourier es una función compleja, y por lo tanto es normal considerar el espectro de fase y amplitud en componentes individuales. El espectro de fase puede ser expresado de la siguiente forma:

$$|S(f)| = |W(f)|x|R(f)|$$

$$\theta_s(f) = \theta_w(f) + \theta_r(f)$$

donde | indica el espectro de amplitud y θ indica el espectro de fase.

Entonces, la convolución en el dominio de la frecuencia implica multiplicar el espectro de amplitud y sumar el espectro de fase. La figura 5.6 muestra el modelo de convolución en el dominio de las frecuencias. Se observa que el problema de la pérdida de resolución en el dominio del tiempo, se convierte en una pérdida del contenido de frecuencias. Ambas, las altas y bajas frecuencias de la reflectividad, han sido fuertemente reducidas por los efectos de la ondícula sísmica.

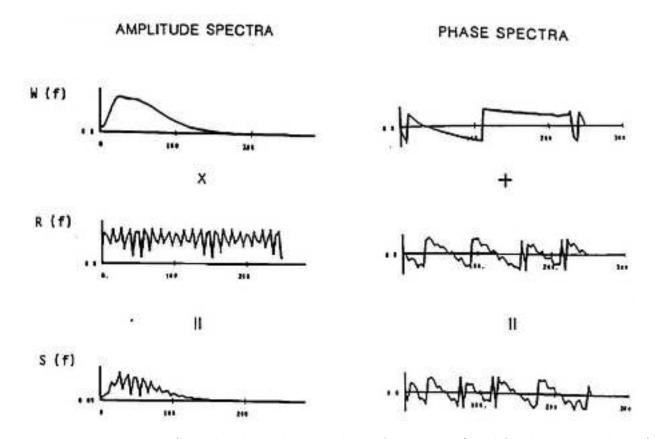


Figura 5.6: Proceso de Convolución el dominio de las frecuencias (Modificado de Russel,1990).

Inversión Sísmica

Cuando me preguntaron sobre algún arma capaz de contrarrestar el poder de la bomba atómica yo sugerí la mejor de todas: la paz.... Albert Einstein

Resumen: Se mostrará el desarrollo de la teoría de inversión y su relación con la inversión sísmica. Para luego explicar los principales metódos de inversión que actualmente existen y los que se utilizarán en este trabajo.

6.1. Introducción

Las teoría física nos permite modelar algún sistema o problema en particular, es decir, al tener la descripción física de un sistema, podemos predecir el resultado de algún parámetro en especial, considerando algunas suposiciones de algún modelo. Por ejemplo, si un sistema físico es caracterizado geologícamente mediante capas planas, en donde se asumen ciertas condiciones como velocidades y densidades, es posible construir un modelo que pueda evaluar estos parámetros para poder predecir valores de impedancias. Predecir el resultado de algunas medidas por medio de un modelo es llamado problema directo (forward problem). El problema inverso consiste en usar el resultado o los datos medidos de una variable en estudio, en este caso la traza sísmica, para luego inferir los valores de los parámetros que caracterizan el modelo (6.1), es decir, buscar los parámetros que caracterizan el modelo convolucional de la traza sísmica (capítulo IV), los cuáles son la serie reflectiva, asociado a un perfil de impedancia acústica. Este modelo convolucional es el que se usará en este trabajo para el proceso de inversión.

La teoría de problemas inversos tuvo sus inicios con Laplace(1799), Lagrange(1801) y Gauss(1809), quienes trabajaron en problemas subdeterminados (diferencia entre el número de incógnitas y ecuaciones de algún problema) usando mínimos absolutos (norma L1) y mínimos cuadrados (norma L2) (Tarantola, 2005). Mientras que los primeros problemas inversos con el uso de datos fue desarrollada por la rama de la sismología en el año 1910, cuando Geiger planteó la estimación de localizaciones de hipocentros de terremotos usando la teoría de problemas inversos (Mosegaar y Tarantola, 2002).

En diversas formas la inversión sísmica ha estado presente como una herramienta útil para la exploración y caracterización de reservorios por más de 30 años. La era moderna de la inversión sísmica comenzó en la década de los años 80 cuando los algoritmos que representan la amplitud de ondas y espectros de fase comenzaron a aparecer. Hoy en día existen dos formas principales de desarrollar

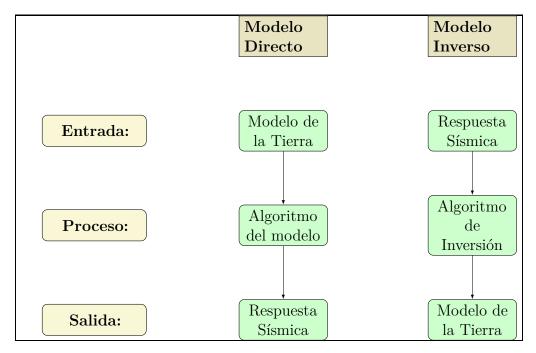


Figura 6.1: Esquema de un modelo directo e inverso. Modificado de Russell (1990)

problemas no-lineales asociados a problemas inversos, los métodos determinísticos y estocásticos (Alvarez, 2002). Por el lado de los métodos determinísticos, se ecuentran la "sparse spike inversion" y la "inversión basada en modelos", esta última es la que se desarrolla en este trabajo. Mientras que por el lado de los métodos estocásticos, podemos encontrar el método de Montecarlo, Simulación Gausiana Secuencial (SGS), métodos espectrales, entre otros, (Davis, 1987; Goldber, 1989a).

6.2. Modelo Directo

El modelo directo comienza con una representación de las propiedades del subsuelo, luego simula matemáticamente un experimento o proceso físico, para obtener finalmente como salida una respuesta modelada. Si el modelo y los supuestos son correctos, la respuesta modelada se asemeja a los datos reales (Frazer, 2008). Por ejemplo, se puede crear un esquema geológico de capas con diferentes propiedades de velocidad, densidad, etc, para crear un perfil de impedancias, el cual será convertido a reflectividad, para que posteriormente se le aplique un proceso matemático, como es la convolución entre la serie reflectiva y la ondícula sísmica, obteniendo como resultado una traza sísmica síntetica (figura 6.2). Este procedimiento de simular una traza sísmica síntetica, es considerado como un forward problem o modelo directo, ya que se suponen los parámetros (serie reflectiva) del modelo y no se utilizan datos reales en el proceso. En otras palabras, para un modelo y un conjunto de datos hipotéticamente registrados, podemos calcular los datos sínteticos (traza sísmica) que calcula nuestro modelo (Francis, 2006).

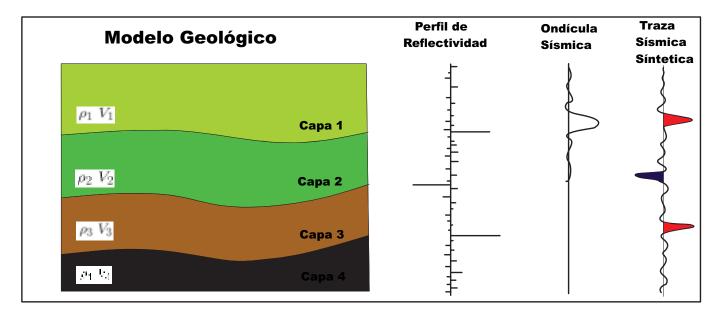


Figura 6.2: Modelo Directo.

El poder resolver un problema directo o "foward problem", significa predecir los valores de parámetros observables d (ecuación 6.1) que corresponden a un modelo dado m. Esta predicción teoríca puede ser descrita como:

$$m \mapsto d = g(m) \tag{6.1}$$

donde d son mis datos que fuerón calculados por medio de mi modelo m. Para nuestro trabajo, los datos d, corresponden a la traza sísmica síntetica, calculada por medio del modelo convolucional de la traza sísmica.

6.3. Problema Inverso

El problema inverso consiste en usar los datos reales, es decir, los valores de algún tipo de medición realizada para inferir los valores de los parámetros que caracterizan el sistema (Tarantola, 2005). En nuestro caso, usar la información de la traza sísmica derivada de el cubo sísmico adquirido, para poder encontrar los parámetros al modelo convolucional de la traza sísmica. Es decir, poder encontrar la serie reflectiva asociada a un perfil de impedancia que mejor correlacione la traza sísmica real con la traza sísmica síntetica.

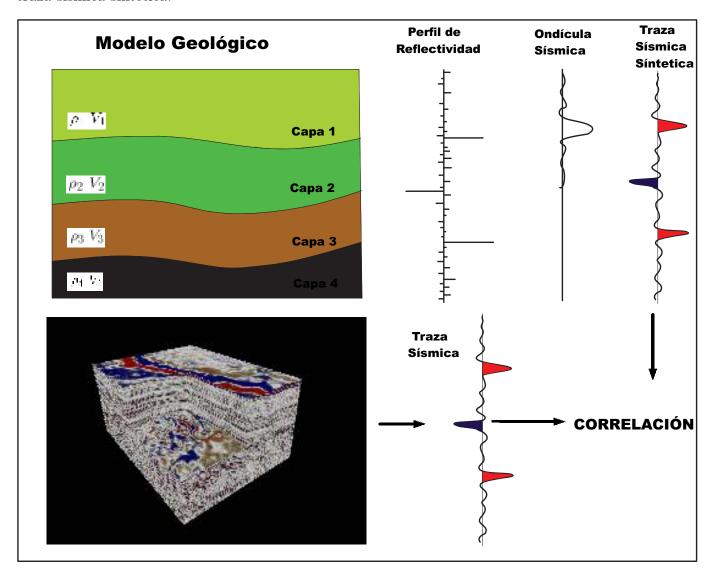


Figura 6.3: Proceso de Inversión Sísmica de Amplitud.

6.4. Inversión Sísmica

En el ámbito de la inversión sísmica, existe una gran variedad de datos a los cuáles es posible aplicar un proceso de inversión, tales como: amplitudes, tiempos, reflexiones pre-criticas, refracción, etc, (figura 6.4).

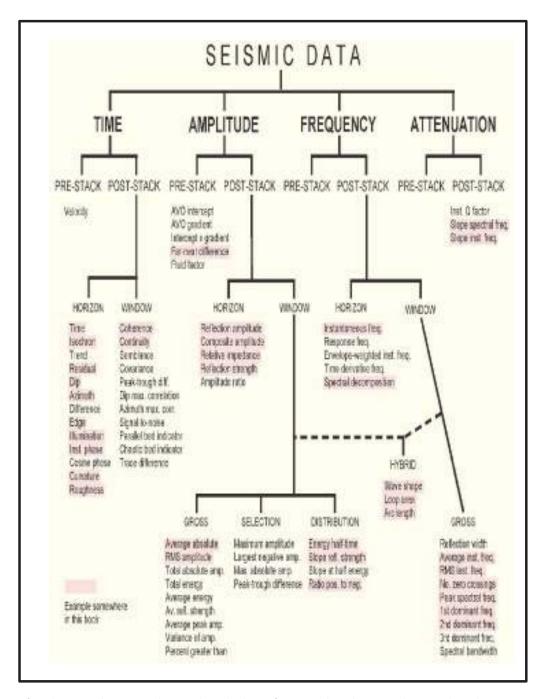


Figura 6.4: Atributos sísmicos derivados de la información sísmica de amplitud, tiempo, frecuencia y atenuación. Modificado de Brown (2004).

La inversión de amplitud utiliza el tiempo de arribo y la amplitud de las ondas sísmicas reflejadas en cada punto de reflexión. Esta inversión se conoce como inversión sísmica para la caracterización de yacimientos, y se usa para generar modelos de propiedades de rocas, tales como: porosidad, saturación, etc., y es el tipo de inversión que se aplicará en este trabajo.

El proceso de inversión se inicia con los datos reales o medidos, luego se aplica una operación matemática para estimar una respuesta que es verificada en función de las observaciones y modificada hasta que sea aceptable, obteniendo como resultado un modelo del subsuelo. Si la inversión se realiza correctamente, el modelo del subsuelo se asemeja al subsuelo real junto con sus propiedades físicas (Frazer, 2008). Existen dos tipos de inversiones, las cuales son antes y después del apilamiento (pre y post-stack respectivamente), en el primer caso tenemos como resultado una inversión elástica, mientras que en el segundo caso el resultado es un inversión acústica (Moncoya, 2010). Un proceso de inversión sísmica de ampitud, puede definirse de una forma simple y coloquial, como el proceso que encuentra el perfil de impedancia acústica para cada traza sísmica observada.

El enfoque matemático de un problema inverso es un punto importante, y se debe distinguir entre el enfoque determinístico y geoestadístico, ya que, dan lugar a diferentes grados de detalle en las propiedades de reservorio estimadas. Mientras que los algoritmos determinísticos sólo pueden proporcionar una solución dentro del ancho de banda sísmico (Jarvis et al., 2004; Pendrel et al., 2003), los algoritmos geoestadísticos pueden incluir detalles específicos ajenos al ancho de banda sísmico (Francis, 2006).

La elaboración de un modelo de reservorio por medio de técnicas de inversión sísmica en 3D es controlada por medio de dos pasos principales (Filippova, 2011). La primera etapa consiste en:

- La calidad de los datos sísmicos.
- La comparación entre las propiedades petrofísicas y las propiedades elásticas a partir de los perfiles de pozo (litología, porosidad, Vp, Vs, densiad).
- La técnica de inversión que se aplicará.

El principal elemento que determina la calidad del modelo de reservorio es el procesamiento de los datos sísmicos, que debe centrarse en conservar las amplitudes sísmicas en los volúmenes de pre y post-stack (Filippova, 2011). Los datos provenientes de los perfiles de pozo, corresponden a la siguiente fuente de información. Sin estos datos, sería imposible poder predecir de forma fiable propiedades de reservorio coherentes (Filippova, 2011).

La segunda etapa se centra principalmente en la preparación de los datos para la inversión sísmica e incluye un enfoque basado en física de rocas. Sus principales objetivos son:

- Reconstruir las propiedades de la formación a lo largo del pozo para reservorios y no reservorios.
- Caracterización de las rocas en términos de sus propiedades elásticas.
- Establcer relaciones funcionales entre las propiedades elásticas y petrofísicas, como por ejemplo la porosidad, el contenido de arcilla y la saturación de fluidos.

Las bajas frecuencias

Con el objetivo de entregar una mejor comprensión sobre el tema de la inversión sísmica de amplitudes, es necesario entender un paso importante que esta involucrado en este proceso. La importancia de las bajas frecuencias.

En décadas pasadas, los registros sísmicos asociados a las bajas frecuencias han sido ignoradas en la industria de exploración, esto se debe en gran medida a su gran contaminación con el ruido sísmico. Las ondas superficiales o ground roll han sido un gran problema, ya que interfieren en eventos reflejados, especialmente cuando existe una menor distancia entre la fuente y el receptor (Sheriff and Gelbart, 1982; Yilmaz, 1987). Las bajas frecuencias son atenueadas en el campo de adquisición por medio de los arreglos sísmicos que se utilizan, y también en los centros de procesos, cuando se utilizan filtros pasa-bajo. Normalmente, en adquisiciones sísmicas terrestres se utilizan camiones-vibros que generan barridos en una banda de frecuencias que va desde 6-7 Hz, para el extremo inferior, y 80 Hz para el extremo superior aproximadamente (figura 6.5).

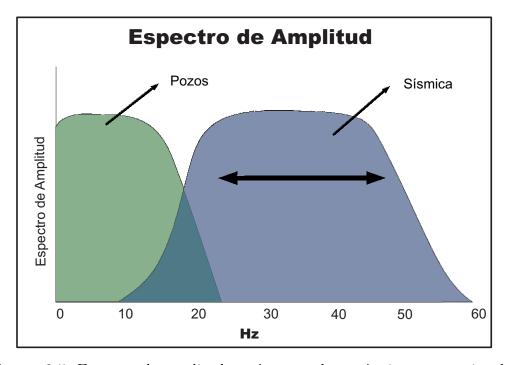


Figura 6.5: Espectro de amplitud teoríco para datos sísmicos convencionales.

Con respecto a como las frecuencias afectan a la ondícula sísmica, podemos decir que las altas frecuencias proporcionan una ondícula más fuerte y con la presencia de un peak más intenso, mientras que la extensión hacia las bajas frecuencias reduce los lóbulos laterales (secuendarios) de la ondícula (figura 6.6). Las bajas frecuencias también sufren menos dispersión y atenuación en la tierra, y por lo tanto, su penetración será más profunda (Kroode, 2013). Pero, una de los aspectos de mayor importancia sobre las bajas frecuencias, es que pueden proporiconar información sobre las tendecnias de lenta variación vertical dentro de los reservorios (Sams, 2013).

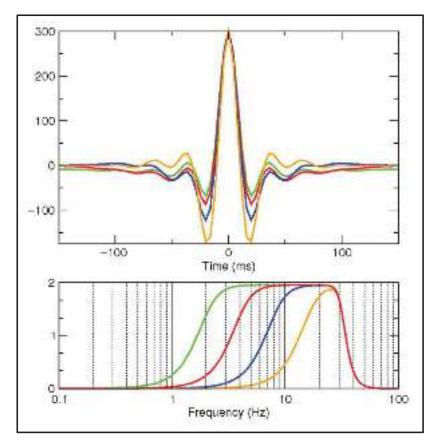


Figura 6.6: Representación de los cambios producidos en una ondícula sísmica, en presencia de bajas frecuencias. Se aplicó un filtro de corte alto y bajo de 32Hz, 2(verde), 4(rojo), 8(azul), y 16Hz(amarrillo) respectivamente. Modificado de Kroode (2013).

Una mejor resolución en la ondícula sísmica, es decir, la separación de dos eventos sísmicos por medio de la disminución del ancho del lobulo principal de la ondícula, es posible a través del aumento del ancho de banda, hacia las altas y bajas frecuencias , dando como resultado una disminución de los lóbulos laterales de la ondícula (Kallweitt, 1982), reduciendo así, una potencial interferencia con eventos cercanos. La figura 6.6 compara cuatro respuestas de impulso con diferentes cortes de frecuencias (2,4,8, y 16 Hz), donde se puede observar que el incremento del corte de frecuencias da como resultado en un incremento de la amplitud de los lóbulos laterales de la ondícula. Una similiar reducción en la fuerza de los lóbulos laterales puede ser alcanzado cambiando la pendiente del filtro pasabanda.

La sísmica convencional generalmente tiene una pérdida de información de bajas frecuencias por debajo del rango de 6-7 Hz, como mencionamos anteriormente, y por lo tanto, tiene que ser introducido en forma de un modelo de bajas frecuencias. La elección de un modelo de baja frecuencia influye en las impedancias acústicas absolutas derivadas de la inversión sísmica, por lo que esta ausencia de

bajas frecuencias es incorporada mediante el uso de la información de pozos, y en ocasiones, provienen de las velocidades sísmicas extrapoladas a lo largo de los principales horizontes de interés (Quershi, 2012). Por lo tanto la derivación de un modelo de bajas frecuencias es una etapa importante en el proceso de inversión sísmica (Tarantola, 1987). Así, la inversión de los datos sísmicos de reflectividad a propiedades elásticas absolutas necesita la incoorporación de información de bajas frecuencias (Sams, 2013), de lo contrario, sólo se habla de una inversión sísmica relativa, como por ejemplo, la "Coloured Inversion" (explicada en las siguientes páginas).

La incoorporación de un correcto modelo de bajas frecuencias para la inversión sísmica proporciona valores absolutos de impedancia, la desventaja es que el modelo de baja frecuencia es difícil de determinar y puede resultar en "artefacts" (ruido). En muchos casos las propiedades de reservorio absolutos son necesarias para modelamientos estáticos, es decir, no pueden ser determinadas por medio de impedancias relativas. Esto se puede demostrar fácilmente con un sencillo modelo de cuñamiento, representada en la figura 6.7, donde las impedancias absoluta dentro de la cuña son constantes, pero las impedancias relativas no lo son. La ausencia de bajas frecuencias tiene como resultado lóbulos laterales alrededor de eventos que constructiva y destructivamente pueden interferir y hacer variaciones de impedancias relativas difíciles de interpretar como se ilustra en la figura 6.8 (Sams, 2013).

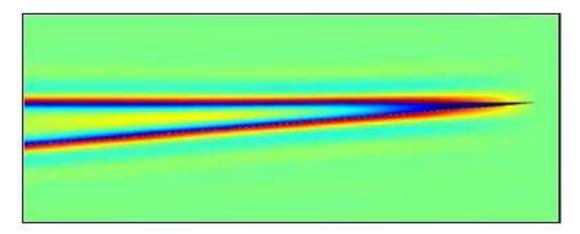


Figura 6.7: Modelo de cuña simple sin el contenido de bajas frecuencias. Por encima de un cierto espesor, existe ambiguedad en la existencia de un cuerpo o cuerpos separados. Propiedades absolutas al interior de la cuña, claramente no pueden ser determinadas a partir de tales variaciones relativas. Modificado de Sams (2013).

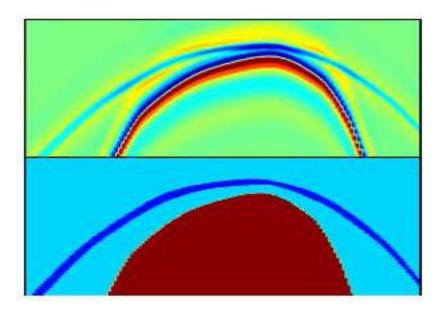


Figura 6.8: La figura superior contiene impedancias relativas que podrían incorrectamente ser interpretadas como una estructura compleja, por la presencia de lóbulos secundarios significativos. La figura inferior con impedancias absolutas, muestra una estructura de mejor calidad y resolución. Modificado de Sams (2013).

6.5. Algoritmo de Inversión

Estrictamente cuando nos referimos a un algoritmo, hablamos de el método matemático que soluciona el problemo inverso, entre los cuáles podemos encontrar a métodos de impedancias relativas, determinísticos y estocásticos. Dentro de lo métodos de impedancias relativas el más conocido y utilizado actualmente es lo que se conoce como "Coloured Inversion". En relación a los métodos determinísticos, se encuentran la "Sparse Spike Inversion" y la inversión basada en modelos, donde esta última es la que se utiliza en este trabajo. Finalmente, los métodos estocásticos se explicarán en el sigiente capítulo.

El objetivo matemático de un algoritmo de inversión es minimizar (o maximizar) una "función objetivo", en este caso nuestra función objetivo es una función error, es decir, un error de mínimos cuadrados (explicado en las siguientes páginas). El objetivo de la función siempre incluirá un cantidad de desajuste (diferencia) entre los datos observados (trazas sísmicas reales) y los datos creados usando un modelo directo (traza sísmica síntetica derivado de la convolución). Todos los esquemas de algoritmos de inversión no lineal son iterativos, es decir, un modelo inicial es actualizado varias veces, y cada iteración sucesiva del algoritmo de inversión podría disminuir la diferencia entre los datos del modelo y los datos reales, hasta que esta diferencia sea mínima y aceptable (Pendrel, 2001).

6.5. Métodos de Inversión Relativa o Impedancia Relativa

Como se ha mencionado anteriormente, los datos sísmicos tienen un ancho de banda limitado, por lo tanto su información sobre la impedancia también será restringida. Así, sólo se pueden invertir los datos sísmicos para cambios de impedancias relativos, ya que existe una pérdida de las bajas frecuencias. Un prerequisito para cualquiera de estos métodos es asegurarse que los datos sísmicos presenten fase cero e idealmente que el espectro de amplitud de la sísmica siga al espectro de amplitud de la

reflectividad de la tierra.

Coloured Inversion

La "Colored Inversion" o inversión colorida, es una simple y rápida técnica para invertir los datos sísmicos de un ancho de banda limitado (sin contenido de bajas frecuencias), a impedancias relativas (Lancaster and Whitcome, 2000). Básicamente corresponde a una integración de la traza, alcanzada aplicando una técnica de filtro especial, en el dominio de las frecuencias (Veeken, 2007). A diferencia del Spectral Blueing (explicado en el capítulo de metodología), que usa las reflectividades provenientes de los datos de pozo, el "Colored Inversion" usa el espectro de Impedancias Acústicas de la Tierra. En 1985 Walden y Hosken, en su trabajo de reflectividad, encontrarón que la forma del espectro de los registros de impedancias acústicas provenientes de los datos de pozo, en cualquier lugar de la Tierra eran razonablemete constante, y esta tendencia puede ser simplemente descrita por f^{β} . El término β es un número constante positivo y f es la frecuencia. Para el caso de la impedancia existe un comportamiento similar, pero en este caso el exponente es negativo y se define como α para distinguirlo de la reflectividad.

El espectro de amplitud de los registros de pozo es comparado con el espectro de amplitud de los datos sísmicos (Veeken, 2007), y luego un operador inversor(ondícula sísmica) es creado. Este operador es luego aplicado a todo el cubo sísmico (Lancaster and Whitcombe, 2000).

Si encontramos α para un área en particular, por medio del ajuste de los perfiles de impedancia acústica a una función, entonces el espectro de amplitud del operador inversor es determinado por el ajuste entre el promedio del espectro sísmico y la forma de la curva de f^{α} (espectro de impedancia). El espectro de fase de la sísmica es asumido como fase cero y el operador de "colored inversion" incluye un cambio de fase a -90° para convertir reflectividad a impedancia (Francis,2006). Visualizado de otra forma, la "Colored Inversion" implica remover el espectro de amplitud de la ondicula mediante el ajuste del espectro sísmico de amplitud directamente a el espectro de impedancia de los registros de pozo.

La impedancia relativa tiene la ventaja sobre los datos de reflectividad sismica de ser fácil para correlacionarse a los registros de pozo y a la estratificación geológica (Neep, 2007). Este método mejora la resolución sísmica, sólo dentro del ancho de banda sísmico y no más allá de estos límites (Blache-Fraser, Neep, 2004).

6.6. Métodos de Inversión Determinística

De acuerdo a su naturaleza, un sistema puede considerarse como determinístico, si el sistema no contiene ningún elemento aleatorio (Law and Kelton, 1991), es decir, las relaciones funcionales entre las variables del sistema están perfectamente definidas. Por lo tanto, cuando se hace mención a un proceso de inversión determinístico, especifícamente al resultado de este proceso, se hace referencia a un modelo donde la salida es estrictamente determinada a través de una función, en este caso una función error.

Dos de los métodos más populares son la inversión sparse spike y la inversión basada en modelos. La principal diferencia entre la inversión denominada sparce spike y la inversión basada en modelos

es la forma en las cuales las restricciones son establecidas y la manera en la cual el modelo de baja frecuencia es introducido. En la inversión basada en modelos el modelo de baja frecuencia es parte de un ancho de banda de un modelo a priori y el problema es planteado con un número fijo de capas. Mientras que en la inversión sparse spike el modelo de baja frecuencia es añadido después de la inversión.

6.6. Inversión basada en modelos

A continuación, se presenta el método determinístico de inversión usado en este trabajo, y será la entrada al proceso de inversión estocástica explicado en el capítulo siguiente.

La inversión basada en modelos ha sido un importante método a lo largo de la historia. Esta basado sobre el método de inversión lineal generalizada, que fue propuesto el año 1983 por Cooke and Schneider como un reemplazo a la inversión recursiva. La inversión lineal generalizada (GLI), a veces conocida como modelo de perturbaciones, es aplicada a un conjunto de datos sísmicos reales con el objetivo de obtener un perfil de impedancias acústicas en función del tiempo, para cada traza sísmica.

Cooke (1983), define la inversión sísmica de la siguiente forma: "calcular los parámteros físicos de algún conjunto de datos sísmicos observados". Los datos sísmicos usados aquí corresponden a las trazas símicas provenientes de los CDP's (common-depth point). La GLI es una técnica cuyo objetivo es encontrar un perfil de impedancia hipotético de la tierra, cuya respuesta es identica o similar a los datos que se están analizando. Esta técnica iterativa permite actualiza un perfil de impedancia inicial proporcionado por el usuario, hasta que la respuesta del perfil tiene un coeficiente de correlación adecuado. La ventaja de la GLI es que el ajuste entre la traza sísmica síntetica y real, es realizada por una minimización del error por medio del proceso de mínimos cuadrados, y es aplicada a un conjunto de ecuaciones lineales (Sabatier, 1977). En resumen, un modelo inicial de impedancia acústica es perturbado, un sismograma síntetico es calculado y la diferencia entre la traza sísmica real y síntetica es establecida (figura 6.3) (Cook, 1983; Fabre, 1989; Gluck, 1997).

6.6. Teoría de la inversión lineal generalizada

La técnica GLI esta basada sobre expansión de series de Taylor. Esta expasión es de la forma:

$$F(I) = F(IG) + \frac{\partial F(IG)(I - IG)}{\partial IG} + \frac{\partial^2 F(IG)(I - IG)^2}{\partial IG^2 2!}$$
(6.2)

donde:

- I= perfil de impedancia que se resolverá.
- IG= suposición del perfil de impedancia.
- (I IG)= error de la estimación anterior.
- F= función de "forward modelling".
- F(I) = traza sísmica observada.
- **F**(**IG**)= traza sísmica síntetica calculada usando **IG** en el algoritmo de "forward modelling".

• $\frac{\partial F(IG)}{\partial IG}$ = una matriz de derivadas parciales.

En la ecuación 6.2, se quiere resolver (I - IG) que expresa cómo corregir IG para que se acerque al valor de I. Pero, la serie infinita de arriba no puede ser resuelta para el término (I - IG), por lo que se debe obtener una versión linealizada (o truncada) de la ecuación 6.2. Esta versión linealizada de la ecuación 6.2 es:

$$F(I) = F(IG) + \frac{\partial F(IG)(I - IG)}{\partial IG}$$
(6.3)

O

$$F(I) - F(IG) = \frac{\partial F(IG)(I - IG)}{\partial IG}$$
(6.4)

En la ecuación 6.4, el término [F(I) - F(IG)] es un vector generado por medio de la resta entre la traza sísmica síntetica, y la traza sísmica real, y será denominado como un vector de diferencia. El término $[\partial F(IG)/\partial IG]$ es una derivada parcial o matriz de sensibilidad. Cada columna de esta matrix es la derivada parcial de la traza sísmica síntetica con respecto a uno de los valores de las impedancias desconocidas. El término a resolver (I-IG), será llamado el vector corrección (corrección vectorial).

La ecuación 6.4 es un conjunto de simulaciones de ecuaciones lineales que son resueltas por el vector de corrección usando una técnica del error de mínimos cuadrados modificada (que será discutido más tarde). Una vez que se conoce el vector, hay una manera simple para resolver I usando:

$$I = IG + (I - IG) \tag{6.5}$$

La ecuación 6.5 es una aproximación: al pasar de la ecuación 6.2 a la ecuación 6.3, los términos no lineales en las series de expansión de Taylor son eliminados. Esto hace que la solución para el vector de corrección (I - IG) a partir de la ecuación 6.4 sea una aproximación, y por lo tanto, la solución de I en la ecuación 6.5 también será una aproximación. Este error se puede reducir mediante la corrección (actualización) del valor de inicio (estimado) de la ecuación 6.5, para que sea introducido nuevamente en la ecuación 6.4, y así iniciar el proceso y la iteración del problema otra vez. El procedimiento iterativo se describe en la figura 6.9.

El flujo iterativo en la figura 6.9 tendrá un error que disminuirá de una manera exponencial debido a cada iteración. El error calculado con cada iteración se define como:

$$\sum [F(\mathbf{IG}) - F(\mathbf{I})]^2 \tag{6.6}$$

El flujo continua hasta que el error decae bajo algún nivel predeterminado o hasta que un nuevo (I - IG) tenga un error que no mejore el error de la iteración anterior.

Como mencionamos anteriormente, (I - IG) es obtenido resolviendo la ecuación 6.4 con un procedimiento del error de mínimos cuadrados modificado. Esta modificación consiste en la suma de un factor de amortiguamiento a la clásica solución del error de mínimos cuadrados dada por:

$$(I - IG) = (S^{T}S + K^{2}I)S^{T}[F(I) - F(IG)],$$
(6.7)

donde

$$\mathbf{S} = \frac{\partial F(\mathbf{IG})_i}{\partial \mathbf{IG}_j}, (matriz - de - sensibilidad)$$
(6.8)

$$K^2 = factor - de - amortiguamiento (6.9)$$

у

$$\mathbf{I} = matrix - identidad \tag{6.10}$$

 K^2 representa la linealidad del error y puede ser calculado analíticamente como lo demuestra Marquardt (1953) (Anexo V) o puede ser elegida de una manera empírica como se ha realizado en este trabajo. El método empírico busca el K^2 que minimise el error medio cuadratico (rms) entre los datos que estan siendo invertidos y el sismograma sintético generado por medio de la estimación inicial corregida. La estimación corregida (y su sintético asociado), es una función de K^2 a través de las ecuaciones 6.5 y 6.7.

Parametrización de el perfil de impedancia

Para poder iniciar el proceso de inversión lineal generalizada es necesario un modelo incial de impedancia, el cual se debe realizar por medio de una parametrización. Generalmente la parametrización de el perfil de impedancia se realiza por medio de un muestreo de intervalos de igual tiempo de viaje, es decir, 1,2 o 4 milisegundos. La parametrización que se realiza en el método GLI, es la "parametrización intervalar discreta" (figura 6.10), y describe la tierra en términos de bloques, con su respectivo espesor en milisegundos. Cada unidad tiene asignado un valor de impedancia variable al inicio de cada bloque (el primer valor de impedancia); una taza variable lineal al interior del bloque (el gradiente de impedancia); y un espesor de tiempo variable (Cooke, 1983).

Las principales limitaciones de la estimación inicial son el resultado de la parametrización intervalar discreta, la cuál necesita que la estimación debe tener un correspondiente límite de impedancias para cada llegada que uno desea invertir. La ubicación para cada uno de estos límites debe estar dentro de una distancia X de la solución. La distancia X es definida como la mitad del ancho del lóbulo de la ondícula fuente. La polaridad de cada contraste de impedancia debería tener la misma polaridad de la llegada correspondiente de la traza sísmica a ser invertida (Cooke, 1983).

6.6. No-Singularidad

Puede ser posible llegar a un modelo que coincida con los datos reales observados, pero no necesariamente será correcto, ya que existen infinitos pares de velocidad/profundidad que darán como resultado el mismo valor en tiempo. Esto es lo que se conoce como un problema de no-unicidad (Russell, 1988).

En la GLI la calidad de una solución es determinada comparando la traza sísmica observada y la traza sísmica síntetica generada desde la solución. Si estas dos son las mismas, la solución es exacta, pero no necesariamente única (Cooke, 1983; Backus y Gilbert, 1970).

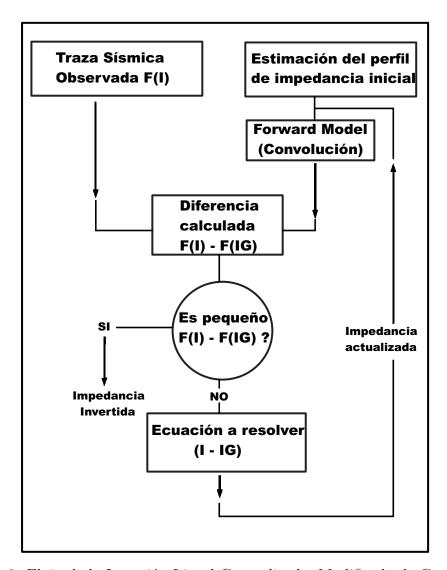


Figura 6.9: Flujo de la Inversión Lineal Generalizada. Modificado de Cooke (1983).

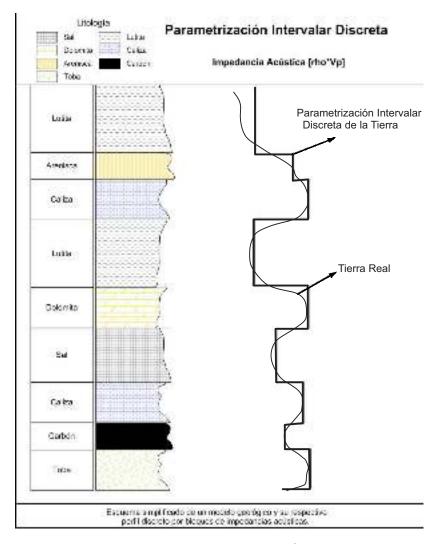


Figura 6.10: Parametrización intervalar discreta de un perfil de impedancia acústica, proceso ocupado para la inversión basada en modelos.

Capítulo 7

Metodología de Trabajo

En el fondo, los científicos somos gente con suerte: podemos jugar a lo que queramos durante toda la vida. Lee Smolin

Resumen: Se explicará el procedimiento usado en este trabajo.

7.1. Introducción

Los datos utilizados en este trabajo corresponden a la parte suroeste del bloque sísmico Arenal y, el registro de perfiles de 20 pozos perforados dentro del área donde se encuentra este mismo bloque (figura 7.1). Dentro de la gran variedad de registros de pozos que existen actualmente, sólo se utilizarón los perfiles de tiempos de tránsito, densidad, gamma-ray y neutrón-porosity. Además, se construyeron 4 horizontes sísmicos en tiempo.

Este capítulo se divide en tres partes, las cuales quedan expresadas en la figura 7.2. La primera de ellas esta relacionada con la utilización de los perfiles de los pozos, que posteriormente se ajustan con los datos sísmicos para llegar a lo que se conoce como el ajuste sísmica-pozo. La segunda etapa tiene como objetivo aumentar la resolución sísmica por medio del método conocido como "spectral blueing". Finalmente, la última parte de este capítulo tiene como objetivo implementar un proceso de inversión sísmico determínistico y estocástico, los cuales tendrán como resultado cubos de impedancias acústicas absolutas.

Se utilizó el software OpendTect para el análisis de los datos y desarrollo de las etapas dos y tres anteriormente mencionados.

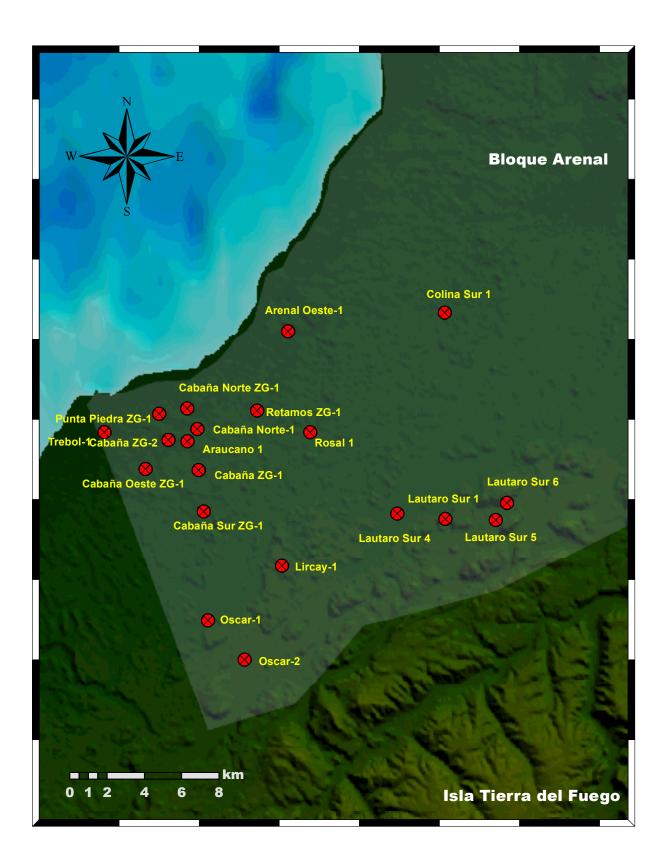
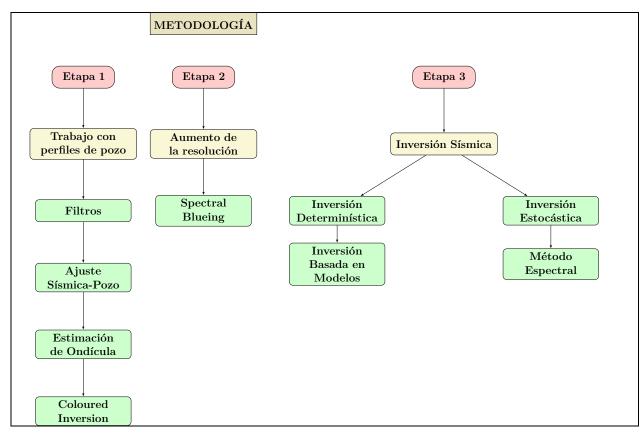


Figura 7.1: Ubicación geográfica de los pozos utilizados en este trabajo.



 ${\bf Figura~7.2:~} {\bf Mapa~} {\bf conceptual~} {\bf de~} {\bf la~} {\bf metodolog\'ia~} {\bf de~} {\bf este~} {\bf trabajo}.$

7.2. Etapa 1

7.2. Horizontes Sísmicos

Los horizontes sísmicos corresponden a superficies que son interpretadas desde el cubo sísmico, y representan los cambios que existen entre dos cuerpos o capas que tienen diferentes propiedades acústicas. Para nuestro trabajo se obtuvierón 4 horizontes sísmicos. La figura 7.3 muestra estos horizontes desde una vista en planta, y la figura 7.4 corresponde a los mismos 4 horizontes, pero visualizados sobre la inline 2693.

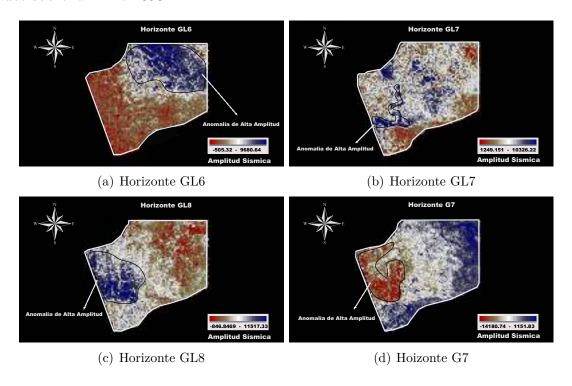


Figura 7.3: Horizontes sísmicos derivados del bloque sísmico Arenal.

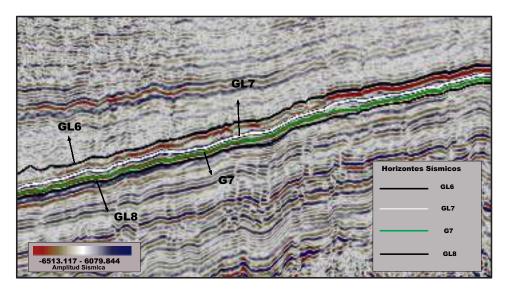


Figura 7.4: Visualización vertical de los horiozntes sísmicos utilizados en este trabajo.

7.2. Manejo de los registros de pozo

Los registros de pozo en ocasiones se ven afectados por causas externas, tales como: mala calibración de los instrumentos, existencia de cavernas en el pozo, etc. Es por lo anterior que se utilizan los perfiles posterior a una revisión y edición del petrofísico, y además, se aplico un filtro media móvil a cada perfil que fue utilizado en este trabajo, con el objetivo principal de eliminar los denominados "spikes" de nuestros registros y poder eviedenciar de una mejor manera los cambios de bajas frecuenicas presentes en los registros del pozo. Las figuras 7.5 y 7.6 muestran los perfiles originales y los filtrados, donde se pueden apreciar las diferencias entre ellos.

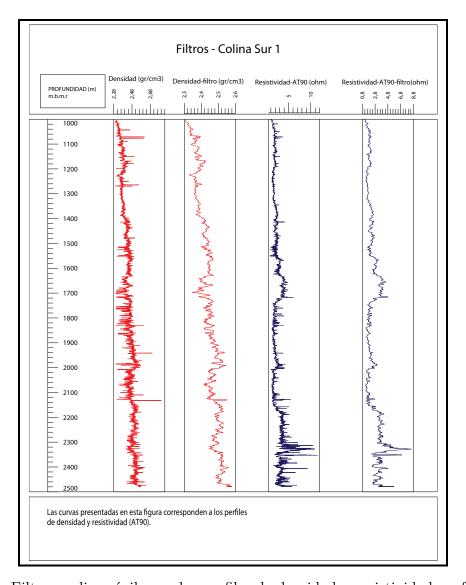
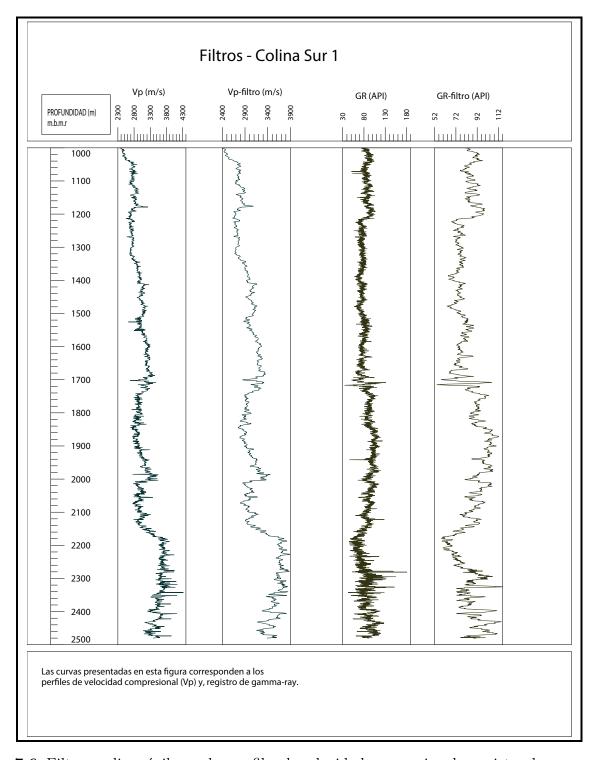


Figura 7.5: Filtro media móvil para los perfiles de densidad y resistividad profunda AT90.



 ${\bf Figura~7.6:}~{\rm Filtro~media~m\'ovil~para~los~perfiles~de~velocidad~compresional~y~registro~de~rayos~gamma.$

7.2. Ajuste Sísmica-Pozo

Los registros de velocidad y densidad en los pozos, proporcionan una relación entre los datos sísmicos y la geología de la subsuperficie (Yilmaz, 1991). Según White (2003), el ajuste sísmica-pozo es una parte importante de la interpretación sísmica, ya que es una herramienta que proporciona una correcta identificación de los horiontes sísmicos y, además la estimación de una correcta ondícula para invertir los datos sísmicos de reflexiones a impedancias acústicas.

El proceso de ajuste sísmica-pozo es simple. Un sismograma síntético es ajustado (comparado para ver cuanta similitud o correlación existe entre lo sintéico y lo real) a una traza sísmica real, lo que lleva a que la información de los pozos se pueda correlacionar con la sísmica de reflexión. El primer concepto para poder entender este proceso es considerar un modelo convolucional (capítulo IV).

De una manera general, el procedimiento que se realizó para fabricar el sismograma síntetico en cada pozo es el siguiente:

- Editar los perfiles de velocidad y densidad.
- lacktriangle Construir la serie reflectiva (capítulo IV), pero ahora en el dominio del tiempo. Para realizar este proceso se necesitan los registros de velocidades, check-shot o VSP.
- Construir el sismograma síntetico desde los los perfiles calibrados.
- Realizar y determinar el mejor ajuste.

Denisson (1960) plantea que los simogramas sintéticos constituyen una herramienta para estudiar la correlación que existe entre los datos de los pozos y las reflexiones que son derivadas de la sísmica.

La figura 7.7 (lado derecho) representa el proceso de ajuste sísmica-pozo aplicado al pozo Cabaña Oeste ZG-1, donde el resultado es un sismograma sintetíco. Luego este sismograma sintetíco es ajustado con la sísmica original (lado izquierdo de la figura), para obtener un coeficiente de correlación de 0,8.

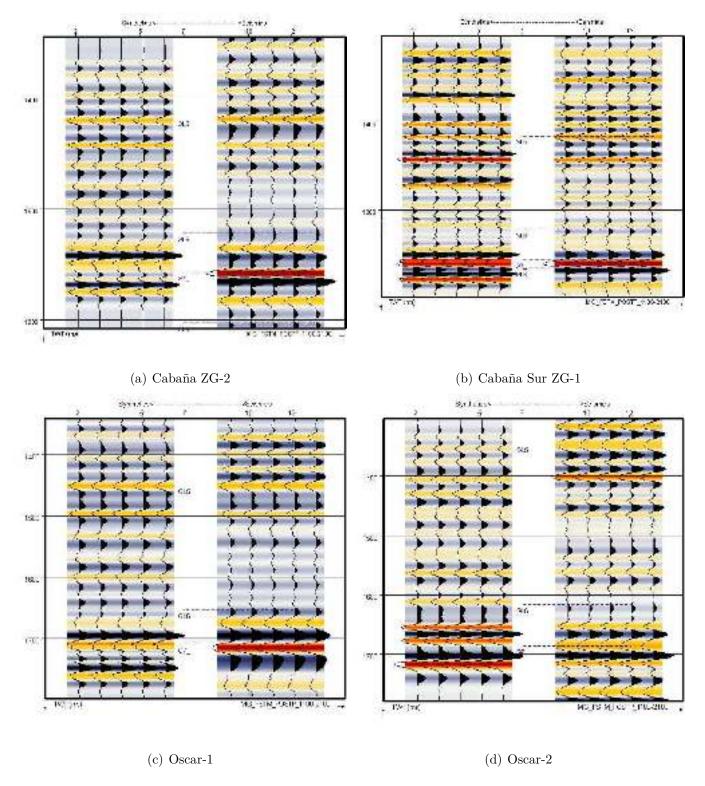


Figura 7.7: Sismogramas sintéticos derivados de el proceso ajuste sísmica-pozo.

7.3. Etapa 2

7.3. Espectral Blueing

En 1985 Walden y Hosken publicarón un trabajo sobre el comportamiento de la reflectividad de la Tierra, encontrando que la forma del espectro de frecuencias de los registros de impedancias acústicas

provenientes de los datos de pozo, en cualquier lugar de la Tierra, eran razonablemente constantes. Esta tendencia puede ser simplemente descrita por f^{β} . El término β es un número constante positivo y f corresponde a las frecuencias.

El método Spectral Blueing es una herramienta que en la última década se ha hecho de gran relevancia en el mundo relacionado con la sísmica. La finalidad de esta herramienta es aumentar la resolución de los datos sísmicos 3D (Blache-Fraser y Neep, 2004), recuperando las altas frecuencias atenuadas dentro del espectro sísmico, y no más allá de esos límites (Blache-Fraser, Neep, 2004). Esto se debe a que los datos sísmicos convencionales son de un ancho de banda limitado, lo que lleva a que la infomación geologíca subsuperficial sea limitada (Kazemeni, Fomel, Juhlin, 2004). El nombre spectral blueing o espectro azul es definiddo por su analogía con el espectro de la luz (mayores frecuencias son relacionadas con colores azules-violetas). Este método se basa en elaborar un operador (ondícula) que realice un ajuste entre los datos sísmicos, y el espectro de reflectividad filtrado dentro del rango de frecuencias sísmico (Hesam, 2008).

Los pasos para la construcción del operador son los siguientes:

- El espectro sísmico es calculado usando las trazas selecionadas en las direcciones inline y crossline provenientes del cubo sísmico Arenal, con una ventana de tiempo que va desde 1100 a 2100 milisegundos [ms] (figura 7.8-a).
- Se calcula el espectro de reflectividad derivado de los pozos, y luego se ajusta a una función exponencial de la forma f^{β} (Neep, 2007; Landcaster y Connolly (2007)) (figura 7.8-d).
- El operador (ondícula) es diseñado para relizar el ajuste entre el espectro sísmico y la tendencia del espectro de reflectividad dentro del ancho de banda de frecuencias sísmico (figura 7.8-c).

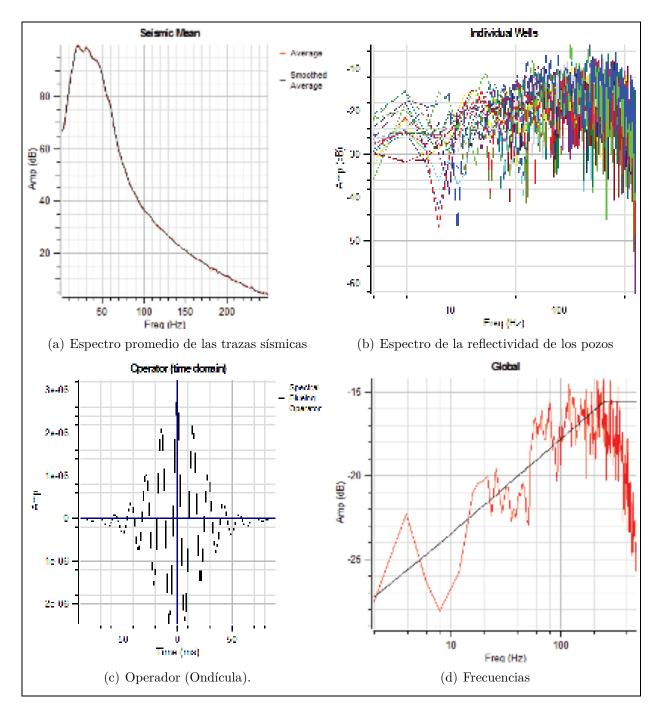


Figura 7.8: Flujo para el procedimiento del spectral-blueing

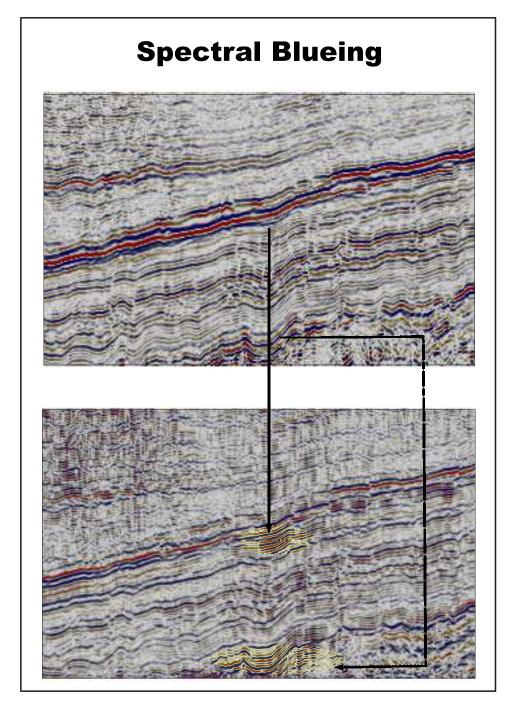


Figura 7.9: Resultado del método "Spectral Blueing" aplicado al bloque sísmico Arenal (inline 2693). Se observa un aumento de resolución entre el cubo sísmico original (figura superior), y el proceso de "spectral blueing" (figura inferior).

7.4. Etapa 3

7.4. Modelo Geoestadístico

El software ocupado para este trabajo, utiliza un modelo geoestadístico para implementar el proceso e inversión (Anexo II). De una forma simple un modelo geoestadístico es vinculado a un variograma, que representa hasta que punto una variable en estudio, se puede utilizar para poder ser correlacionada.

El primer paso es construir un variograma experimental de los datos (ecuación 7.1), y luego ajustarlo a una función de variograma (ya sea, exponencial, gaussiano o parabólico). En el anexo II se resume las principales características de la geoestadística y los variogramas.

El variograma experimental para un vector de separación **h**, queda definido de la siguiente forma:

$$\gamma(\mathbf{h}) = \frac{1}{2}E[Z(\mathbf{x} + \mathbf{h}) - Z(\mathbf{x})]^2$$
(7.1)

Variogramas Verticales

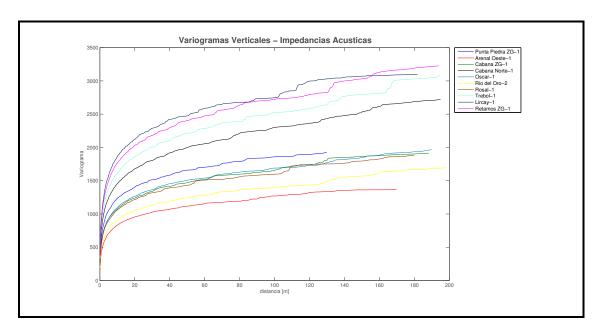


Figura 7.10: Variogramas verticales de las impedancias acústicas registradas en los pozos.

Modelo de Bajas Frecuencias

Como se mencionó en el capítulo V, una etapa importante dentro un proceso de inversión sísmica de amplitud, es poder crear un modelo de impedancias acústicas de bajas frecuencias, ya que estas son atenuadas en etapas de adquisición y proceso de la información sísmica. Este modelo es creado por medio de una interpolación de kriging (Anexo VI). En palabras sencillas, se tiene información de las impedancias acústicas sólo en los pozos perforados, y esta herramienta (kriging) tiene como objetivo encontrar un valor de impedancia (en bajas frecuencias) para cada traza sísmica, por medio de una interpolación entre pozos.

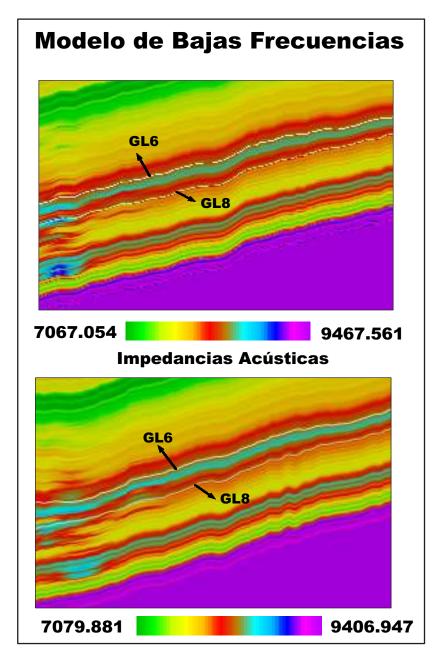


Figura 7.11: Modelo de bajas frecuencias construido a partir de la información de impedancias acústicas de los 20 pozos utilizados. Inline 2719.

7.4. Inversión Determinística

Para poder realizar el proceso de inversión determinística, se utilizó el software opendetet, el cuál esta basado en una inversión lineal generalizada, presentada en el capítulo V.

Como se describió en el capítulo V, la sísmica de reflexión es de banda limitada, por lo que carece de bajas frecuencias. Estas bajas frecuencias pueden ser introducidas por medio de una interpolación de la impedancia acústica presente en los pozos, hacia posiciones donde no existe un perfil de impedancia. Este procedimiento es realizado por medio de un interpolación de kriging (Anexo III). Y es debido a que este proceso utiliza promedios en su flujo de trabajo, que se obtienen como resultado un modelo de impedancias de bajas frecuencias. Este modelo de bajas frecuencias es luego incoorporado al espectro de frecuencias de la sísmica, con el objetivo de obtener un rango de frecuencias más amplio, y así poder realizar una inversión de impedancias acústicas absolutas. Esta interpolación se rige por medio del modelo geoestadístico (variograma).

Una vez que se obtiene el modelo de bajas frecuencias, y así, un espectro de frecuencias más amplio, la siguiente etapa es iniciar el procedimiento de inversión. Como se mencionó en el capítulo (V), el método empleado es una inversión basada en modelos, donde una parametrización inicial de impedancias (considerando capas fijas y una tierra por bloques), es actualizada, luego convolucionada con una ondícula sísmica, con el objetivo de poder obtener una traza sísmica síntetica. Esta traza sísmica síntetica es comparada con la traza sísmica real que proviene de nuestro cubo sísmico. Si la diferencia es pequeña, utilizando la diferencia cuadrática entre lo síntetico y lo real (mínimos cuadrados), la traza sísmica síntetica es aceptada, y por lo tanto sus parámetros (coeficiente de reflexión e impedancia acústica) son guardados para la posición de una traza sísmica en particular. Posteriormente, el procedimiento es realizado para el total de las trazas. Y así se obtiene, desde un un cubo de trazas sísmicas que estan en función del tiempo y amplitud, un cubo de impedancias acúticas en función del tiempo.

7.4. Parámetros petrofísicos

La petrofísica es el estudio de las propiedades físicas y mecánicas de las rocas, basada sobre el registro de perfiles de pozo, datos de laboratorio, y leyes fundamentales de la matemática y física.

Uno de los objetivos de una inversión determinística es poder encontrar relaciones funcionales entre la impedancia acústica y propiedades de reservorio, tales como porosidad, saturación, etc., con el propósito de obtener un cubo de propiedades petrofísicas desde un cubo de impedancias acústicas. Es por lo anterior que se debe considerar la información más confiable a disposición. Esta información viene dada por la recuperación de testigos desed los pozos. Para este trabajo, se obtuvo información de 6 pozos (figura 7.12), para los cuales se obtuvieron datos de laboratorio de porosidad y saturación de agua, de la zona glauconítica inferior.

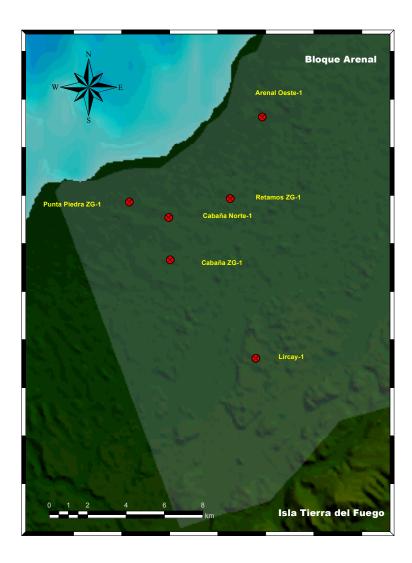


Figura 7.12: Ubicación geográfica de los pozos con información de porosidad y saturación, proveniente de testigos.

Estos datos de laboratorio, se calibrarón con los registros de "neutron-porosity" (perfil que entrega información de la porosidad de la roca). Una vez que se ha realizado esta calibración para todos los pozos, el siguiente procedimiento es encontrar relaciones funcionales entre la porosidad y la impedancia acústica. Por lo anterior, se realizarón cross-plot entre las impedancias acústicas de los 20 pozos (figura 7.1), porosidad y saturación. Además se buscarón relaciones funcionales entre la impedanica acústica y propiedades elásticas, tales como: coeficiente de poisson y módulo de young. Estas relaciones se realizarón para los intervalos de la zona glauconítica, BI30-BI20 y BI20-GL10 (zona glauconítica superior e inferior respectivamente).

La figura 7.13 muestra la relación funcional entre la inpedancia acústica y la porosidad efectiva. Esta función fue aplicada a todo el cubo de impedancias acústicas.

$Cross-plot\ impedancia\ ac\'ustica\ -\ porosidad\ efectiva$

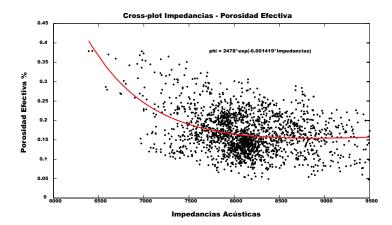


Figura 7.13: Crossplot impedancias acústicas - porosidad efectiva. Zona Glauconítica Inferior.

Capítulo 8

Resultados

Para las personas creyentes, Dios esta al principio. Para los científicos está el final de todas sus reflexiones... Max Planck

Resumen: En este capítulo se mostrarán los resultados de la inversión sísmica de amplitud determinística.

8.1. Introducción

La inversión sísmica de amplitud realizada en este trabajo, tiene como objetivo poder encontrar relaciones funcionales entre parámetros petrofísicos, y la impedancia acústica. Con el propósito de poder caracterizar y entender el reservorio, además de poder disminuir el riesgo de nuevas ubicaciones de pozos.

8.2. Inversión Determinística

Con el objetivo de poder comprender como esta constiuida la zona glauconítica, con respecto a sus valores de impedancia acústica, se muestra su respectivo histograma (figura 8.1).

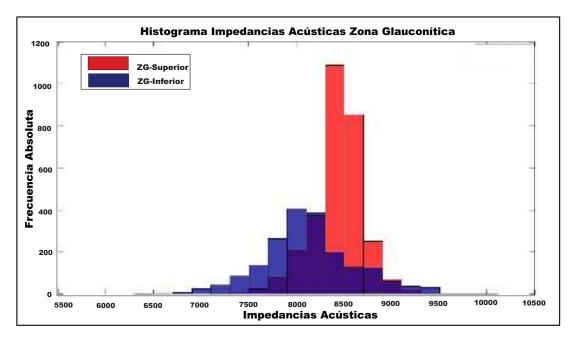


Figura 8.1: Histograma impedancias acústicas para la zona glauconítica. Información de los 20 pozos usados en la inversión. En azul, impedancias que corresponden a la zona glauconítica inferior, y en rojo para impedancias de la zona glauconítica superior.

Para este trabajo, la zona glauconítica inferior es la que ha evidenciado mayor presencia de gas en los pozos, por lo que se puede definir como un reservorio de baja impedancia acústica.

A continuación se muestra la correlación entre los perfiles de impedancia acústica derivado de los 20 pozos, y el resultado de la inversión sísmica de amplitud determinística (cuadro 8.1). Además, se calculó el coeficiente de correlación para 11 pozos que no fueron parte del proceso (cuadro 8.2).

Pozo	Coeficiente de Correlación
Araucano-1	0.9
Arenal Oeste-1	0.96
Cabaña ZG-1	0.74
Cabaña ZG-2	0.85
Cabaña Norte-1	-0.6
Cabaña Sur ZG-1	0.83
Cabaña Oeste ZG-1	0.80
Cabaña Norte ZG-1	0.81
Colina Sur-1	0.72
Lautaro Sur-1	0.92
Lautaro Sur-4	-0.46
Lautaro Sur-5	0.90
Lautaro Sur-6	0.54
Lircay-1	0.76
Oscar-1	0.82
Oscar-2	0.68
Punta Piedra ZG-1-1	0.80
Retamos ZG-1	0.77
Río del Oro-2	084
Trebol-1	0.85

Cuadro 8.1: Coeficientes de correlación entre los perfiles de impedancia acústica de los 20 pozos utilizados, y el resultado de la inversión sísmica determinística (impedancia acústica).

Pozo	Coeficiente de Correlación
Cabaña ZG-3	0.3
Cabaña Norte ZG-2	-0.42
Cabaña Norte ZG-3	-0.52
Cabaña Oeste ZG-2	-0.8
Cabaña Sur ZG-2	0.75
Lautaro-13	0.21
Punta Piedra Oeste-1	-0.1
Punta Piedra Sur ZG-1	0.58
Retamos-4	-0.51
Río del Oro ZG-2	0.55
Rosal-2	0.21

Cuadro 8.2: Coeficientes de correlación entre los registros de impedancia acústica, de los pozos que no fueron parte en el proceso, y la inversión determinística.

A continuación se hace una visualización en planta de los resultados de la inversión determinística. Y además se presenta la anomalía característica de la zona glauconítica en el bloque sísmico Arenal (figura 8.2).

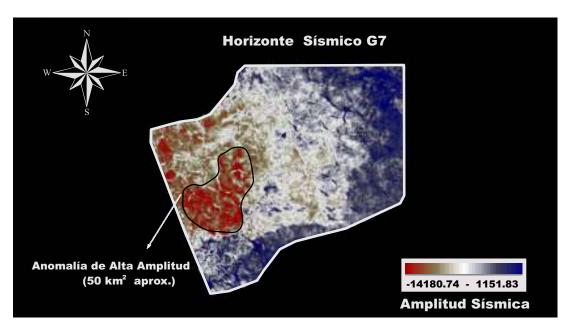


Figura 8.2: Anomalía de amplitud asociada a la zona glauconítica. Bloque sísmico Arenal.

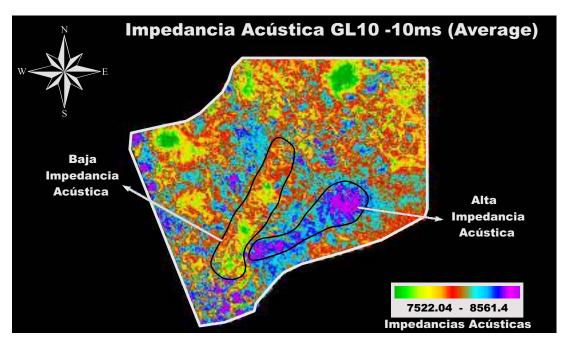


Figura 8.3: Promedio de impedancias acústicas para el marker GL-10 -10 milisegundos[ms].

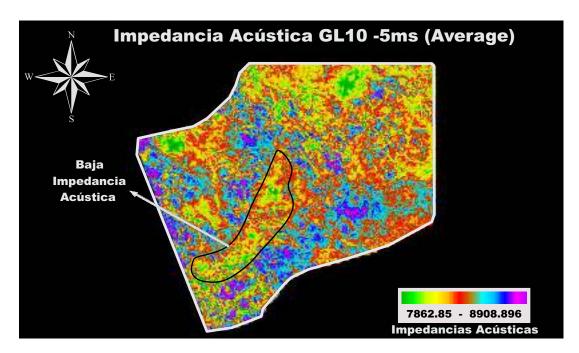


Figura 8.4: Promedio de impedancias acústicas para el marker GL-10 -5 milisegundos[ms].

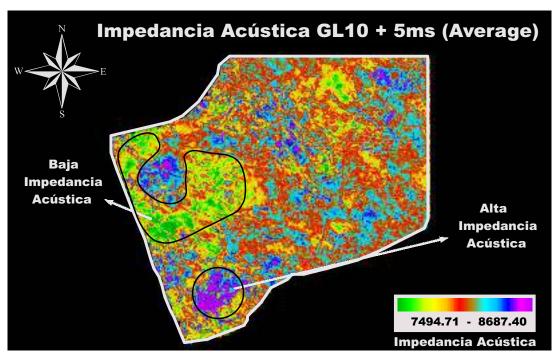


Figura 8.5: Promedio de impedancias acústicas para el marker GL-10 +5 milisegundos[ms].

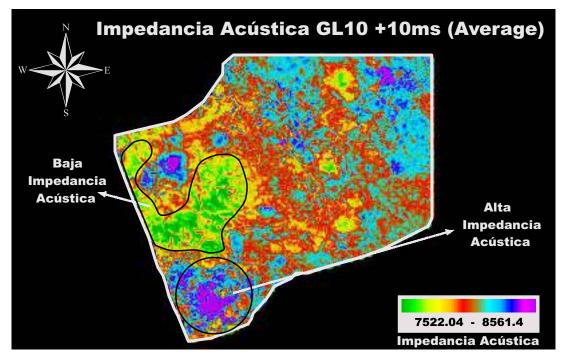


Figura 8.6: Promedio de impedancias acústicas para el marker GL-10 +10 milisegundos[ms].

A continuación se exponene transectas entre los pozos, para visualizar el resultado de la inversión sísmica de amplitud determinística.

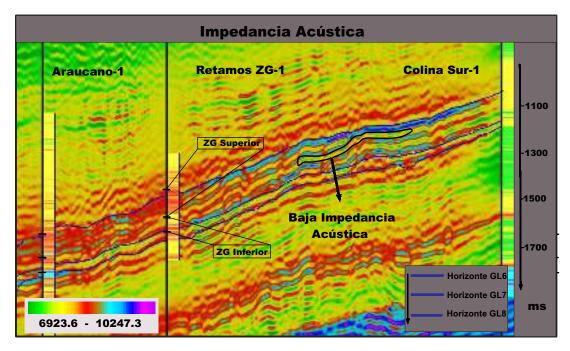


Figura 8.7: Transecta entre los pozos Araucano-1, Retamos ZG-1, Colina Sur-1, que muestra los valores de impedancia acústica, derivados de la inversión sísmica de amplitud determinística.

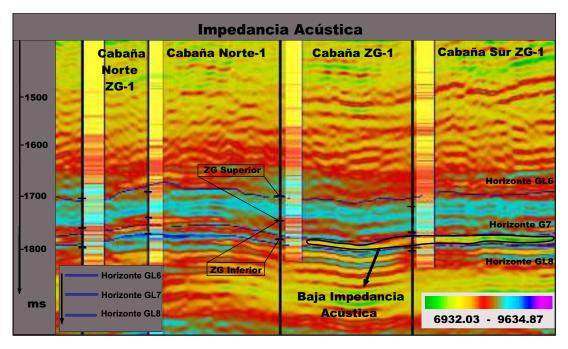


Figura 8.8: Transecta entre los pozos Cabaña Norte ZG-1, Cabaña Norte-1, Cabaña ZG-2, Cabaña Sur ZG-1, que muestra los valores de impedancia acústica, derivados de la inversión sísmica de amplitud determinística.

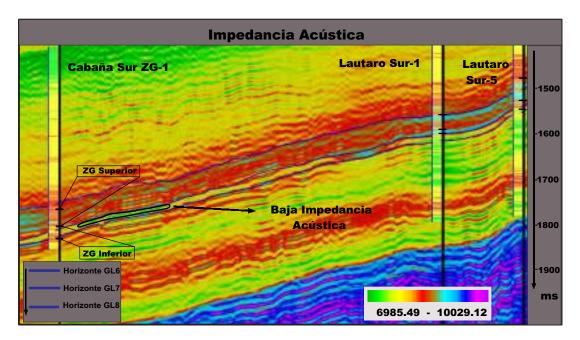


Figura 8.9: Transecta entre los pozos Cabaña Sur ZG-1, Lautaro Sur-1, Lautaro Sur-5, que muestra los valores de impedancia acústica, derivados de la inversión sísmica de amplitud determinística.

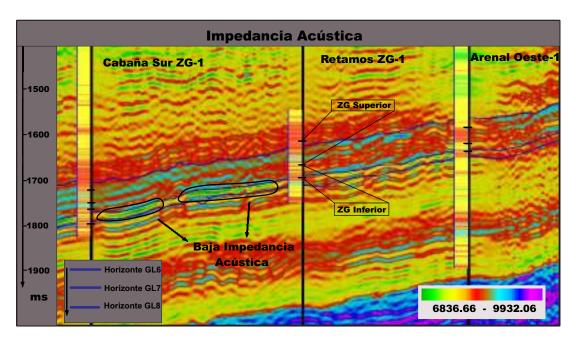


Figura 8.10: Transecta entre los pozos Cabaña Sur ZG-1, Retamos ZG-1, Arenal Oeste-1, que muestra los valores de impedancia acústica, derivados de la inversión sísmica de amplitud determinística.

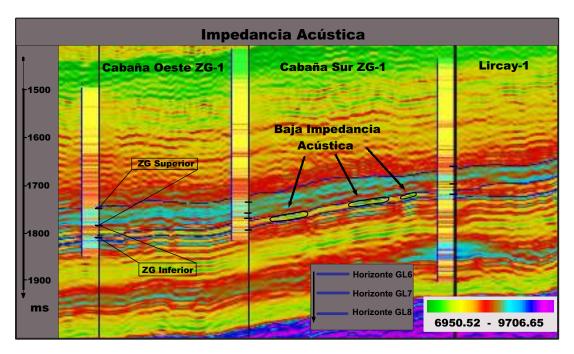


Figura 8.11: Transecta entre los pozos Cabaña Oeste ZG-1, Cabaña Sur ZG-1, Lircay-1, que muestra los valores de impedancia acústica, derivados de la inversión sísmica de amplitud determinística.

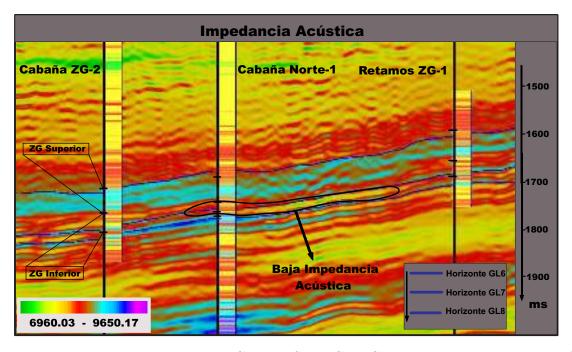


Figura 8.12: Transecta entre los pozos Cabaña Sur ZG-2, Cabaña Norte-1, Retamos ZG-1, que muestra los valores de impedancia acústica, derivados de la inversión sísmica de amplitud determinística.

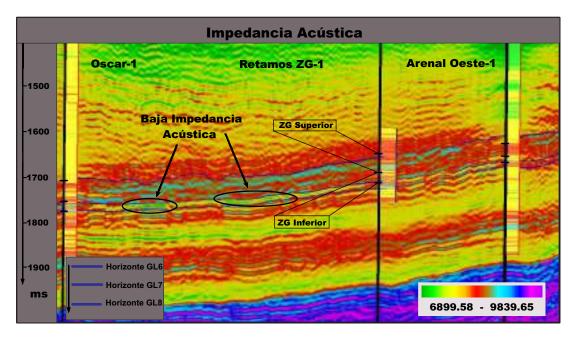


Figura 8.13: Transecta entre los pozos Oscar-1, Retamos ZG-1, Arenal Oeste-1, que muestra los valores de impedancia acústica, derivados de la inversión sísmica de amplitud determinística.

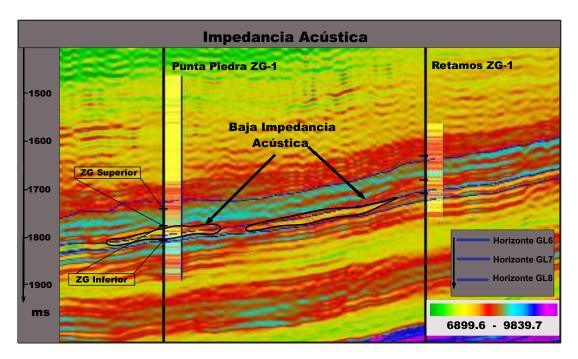


Figura 8.14: Transecta entre los pozos Retamos ZG-1, Punta Piedra ZG-1, que muestra los valores de impedancia acústica, derivados de la inversión sísmica de amplitud determinística.

A continuación se presentan los resultados de la relación entre la impedancia acústica y la porosidad efectiva.

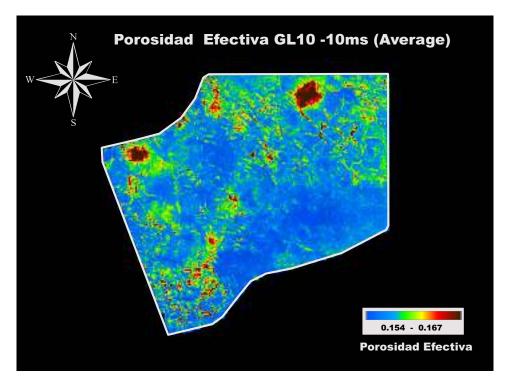


Figura 8.15: Promedio de porosidad efectiva para el marker GL-10 +5 milisegundos[ms].

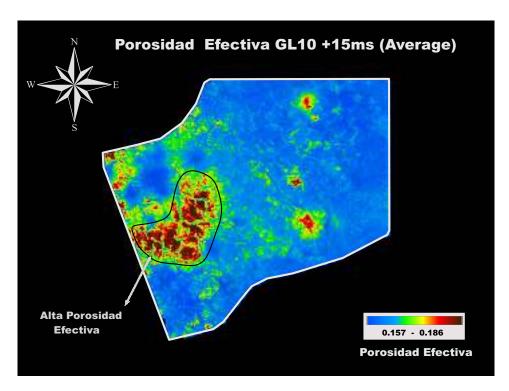


Figura 8.16: Promedio de porosidad efectiva para el marker GL-10 +10 milisegundos[ms].

8.3. Correlación Gradiente - Impedancia S

Con el objetivo de poder integrar la mayor cantidad de información disponible del área de estudio, se utilizarón los datos del análisis AVO (amplitud versus offset) realizados al cubo sísmico Arenal. En el capítulo III definimos el cubo sísmico post-stack, el cual se utilzó para el proceso de inversión. Este cubo queda definido de acuerdo a la suposición de incidencia normal de las trazas sísmicas. Ostrander(1984) sugiere que con los datos pre-stack (antes del apilado), se pueden detectar efectos de la onda de corte (velocidad-S).

Para entender el proceso de variación de amplitud versus distancia (AVO), se hace referencia al trabajo realizado por Aki and Richards (2002), quienes extienden la reflectividad a ángulos mayores a cero grados, usando una versión linearizada de las ecuaciones de Zoeppritz:

$$R(\theta) = aR_{V_P} + bR_{V_S} + cR_D \tag{8.1}$$

donde
$$a=1+tan^2\theta$$
, b= $-8\left(\frac{V_s}{V_P}\right)^2\sin^2\theta$, c= $1-4\left(\frac{V_s}{V_p}\right)^2\sin^2\theta$, y $R_{V_S}=\frac{\Delta V_s}{2V_s}$

Se observa que el término de la onda de corte, R_{VS} , aparece explicitamente en la ecuación, y puede ser extraído usando un esquema de inversión de mínimos cuadrados.

Por otro lado, una forma de analizar la reflectividad es mediante la reformulización de la ecuación 8.1 realizada por Wiggins et al.(1983) y se define como:

$$R(\theta) = R_{AI} + G\sin^2\theta + R_{V_P}\sin^2\theta \tan^2\theta \tag{8.2}$$

donde
$$G = R_{V_P} - 8\left(\frac{V_S}{V_P}\right)^2 R_{V_S} - 4\left(\frac{V_S}{V_P}\right)^2 R_D$$
, corresponde al gradiente. y $R_{V_S} = \frac{\Delta V_S}{2V_S}$.

En la ecuación 8.2, se puede observar que el término G contiene información de la onda de corte (velocidad-S). Es por lo anterior, que se buscó una relación funcional entre el registro de impedancia de corte (impedancia-S), de los pozos disponibles, y el gradiente obtenido del análisis AVO. Con el objetivo de poder crear un cubo de impedancia-S.

La tabla ?? muestra el valor del coeficiente de correlación entre el perfil de impedancia-S y el gradiente.

La figura 8.17 muestra la función cuadrática de ajuste, entre el gradiente y la impedancia acústica:

$$AIS = -2,125x10^{-7}(G^2) - 0,01013(G) + 4749$$
(8.3)

donde AIS, corresponde a la impedancia acústica-S, y G al gradiente. Esta función (ecuación 8.3) fue utilizada para construir un cubo de impedancia-S, desde el cubo del gradiente. Posteriormente se construyo el cubo de la razón $\frac{V_p}{V_S}$. De la siguiente forma:

$$\frac{V_P}{V_S} = \frac{AI_P}{AI_S} = \frac{\rho V_P}{\rho V_S} = \frac{V_P}{V_S} \tag{8.4}$$

Una vez realizado este procedimiento, se fabricó el cubo de poisson, de la siguiente manera:

$$poisson = \frac{\left(0.5\frac{V_P}{V_S}\right)^2 - 1}{\left(\frac{V_P}{V_S}\right)^2 - 1} \tag{8.5}$$

Finalmente, se construyó un cubo del parámetro elástico, módulo de young:

$$E = 2\mu(1+\sigma) \tag{8.6}$$

donde μ : módulo de corte, y σ : módulo de poisson.

Pozo	Coeficiente de Correlación
Araucano-1	-0.66
Arenal Oeste-1	-0.76
Cabaña ZG-1	-0.75
Cabaña ZG-2	-0.82
Cabaña ZG-3	-0.71
Cabaña Sur ZG-1	-0.66
Cabaña Sur ZG-2	-0.75
Cabaña Norte ZG-1	-0.51
Cabaña Norte ZG-2	-0.76
Cabaña Norte ZG-3	-0.89
Cabaña Oeste ZG-1	-0.60
Cabaña Oeste ZG-2	-0.75
Colina Sur-1	-0.8
Lircay-1	-0.79
Lautaro Sur-5	0.91
Lautaro Sur-6	0.87
Punta Piedra ZG-1-1	-0.77
Punta Piedra Oeste-1	-0.32
Punta Piedra Sur ZG-1	-0.64
Retamos ZG-1	-0.67
Retamos-4	-0.94
Río del Oro ZG-2	0.6
Rosal-2	-0.65
Lautaro-13	-0.62
Cabaña Norte-1	-0.76

Cuadro 8.3: Coeficientes de correlación entre el perfil de impedancia acústica-S, y el gradiente. Este proceso se realizó para todos los pozos que tenian un registro de onda de corte.

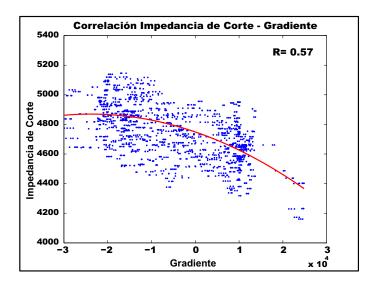


Figura 8.17: Ecuación de ajuste entre el gradiente y la impedancia-S.

A continuación se muestran una visualización en planta de los módulos de poisson y young.

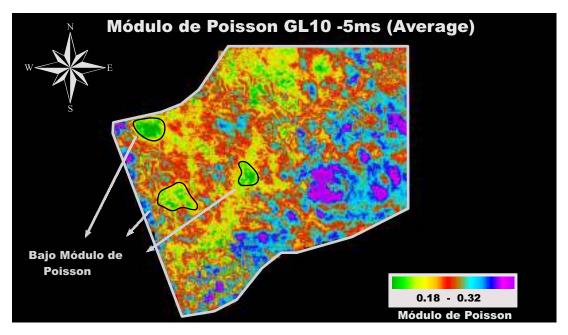


Figura 8.18: Promedio del módulo de poisson, entre el marker GL10 y 5 milisegundos bajo esta superficie.

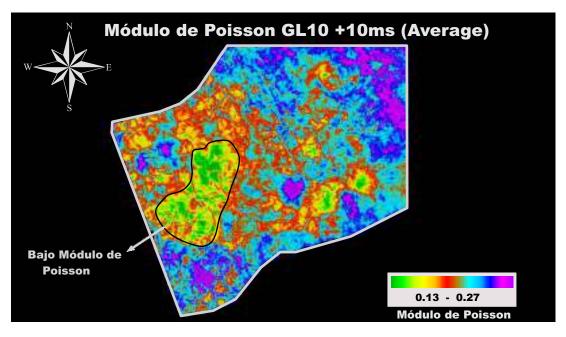


Figura 8.19: Promedio del módulo de poisson, entre el marker GL10 y 10 milisegundos bajo esta superficie.

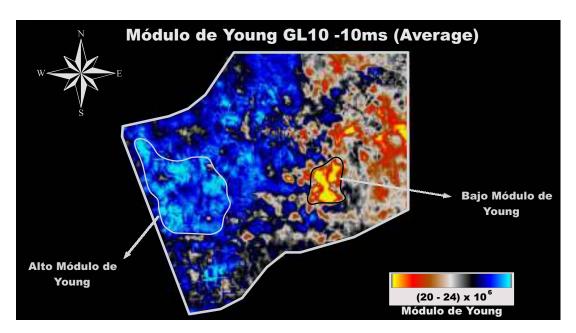


Figura 8.20: Promedio del módulo de young, entre el marker GL10 y 10 milisegundos sobre esta superficie.

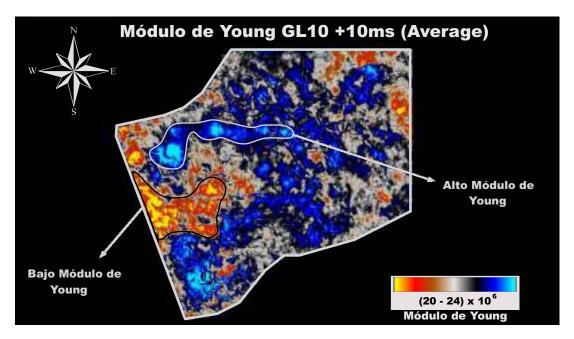
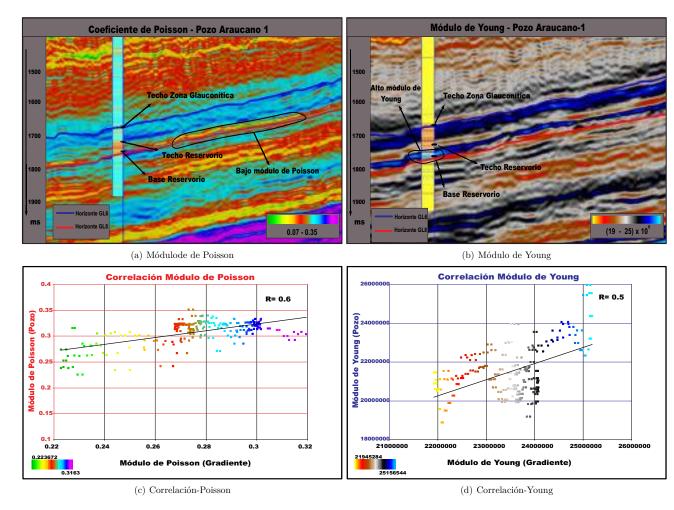


Figura 8.21: Promedio del módulo de young, entre el marker GL10 y 10 milisegundos bajo esta superficie.

8.3. Parámetros elásticos de Poisson y Young

A continuación se muestran los resultados del módulo de Poisson y Young, visualizados en transectas.



107

Figura 8.22: Parámetros elásticos - Pozo Araucano 1

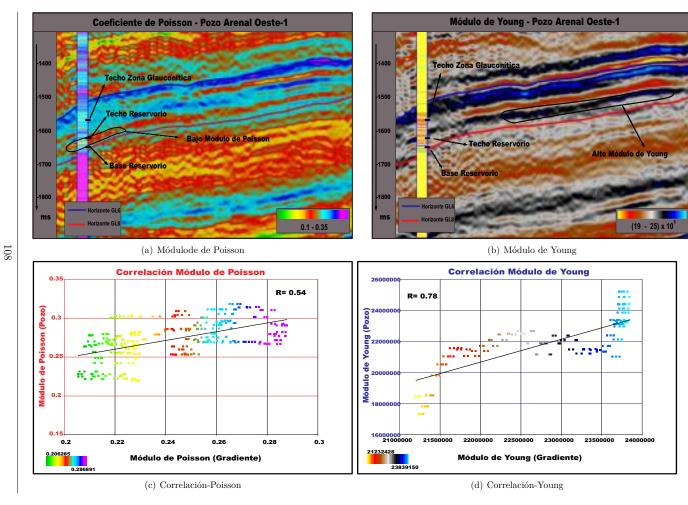


Figura 8.23: Parámetros elásticos - Pozo Arenal Oeste 1

Figura 8.24: Parámetros elásticos - Pozo Cabaña Norte 1

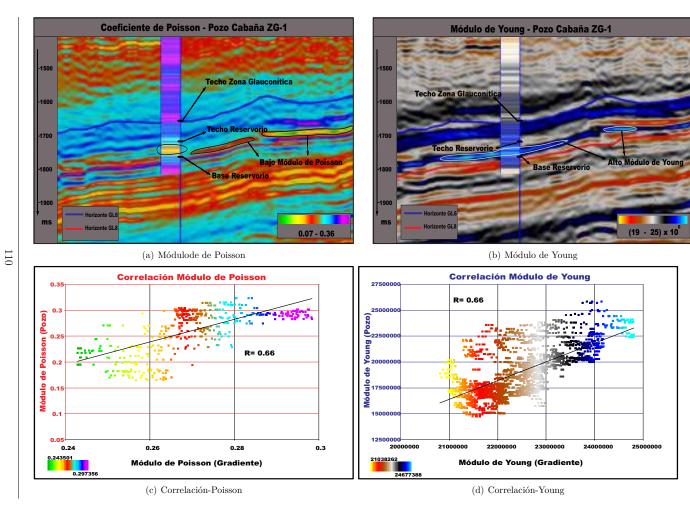


Figura 8.25: Parámetros elásticos - Pozo Cabaña ZG 1

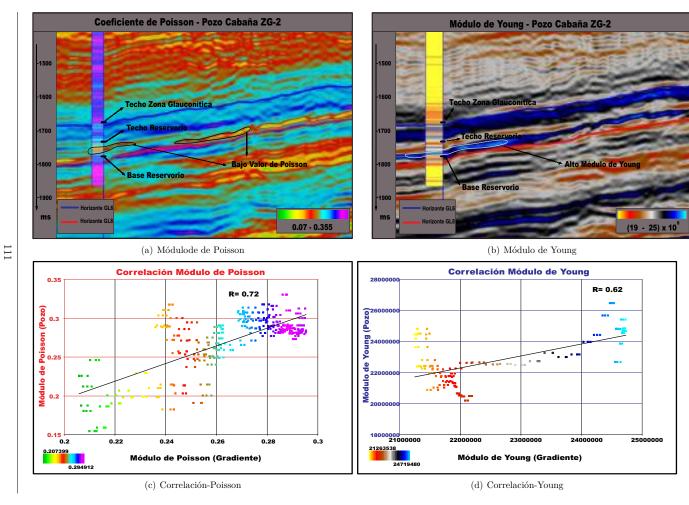


Figura 8.26: Parámetros elásticos - Pozo Cabaña ZG 2

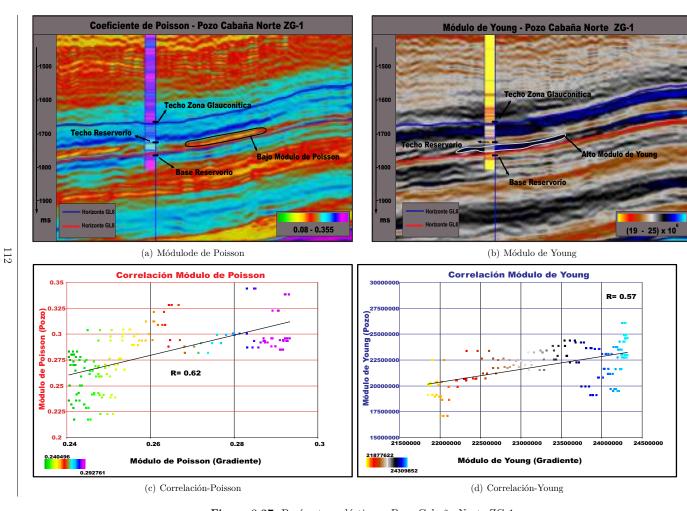


Figura 8.27: Parámetros elásticos - Pozo Cabaña Norte ZG-1

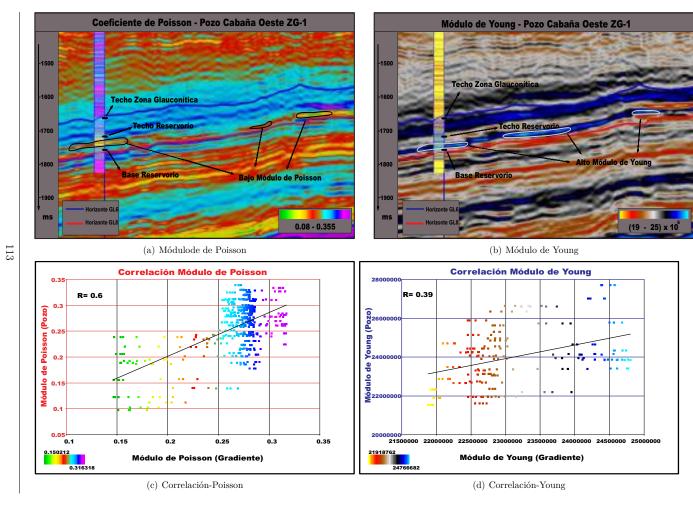


Figura 8.28: Parámetros elásticos - Pozo Cabaña Oeste ZG-1

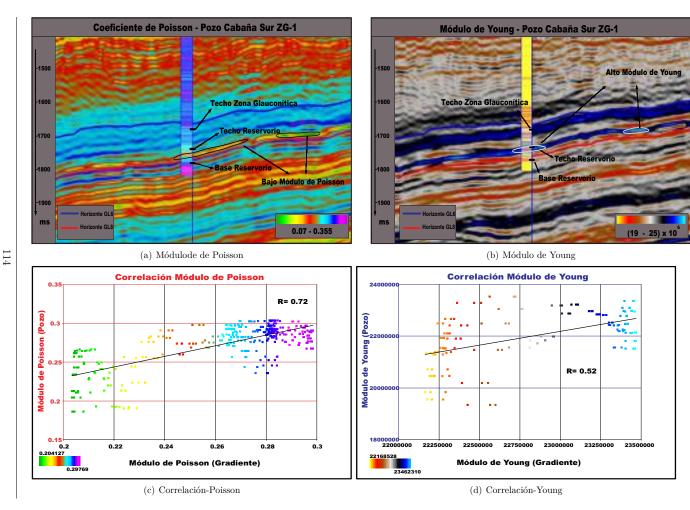


Figura 8.29: Parámetros elásticos - Pozo Cabaña Sur ZG-1

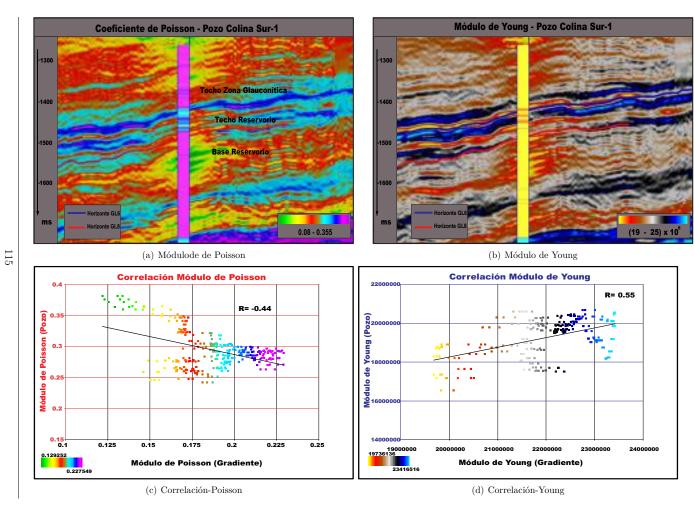


Figura 8.30: Parámetros elásticos - Pozo Colina Sur 1

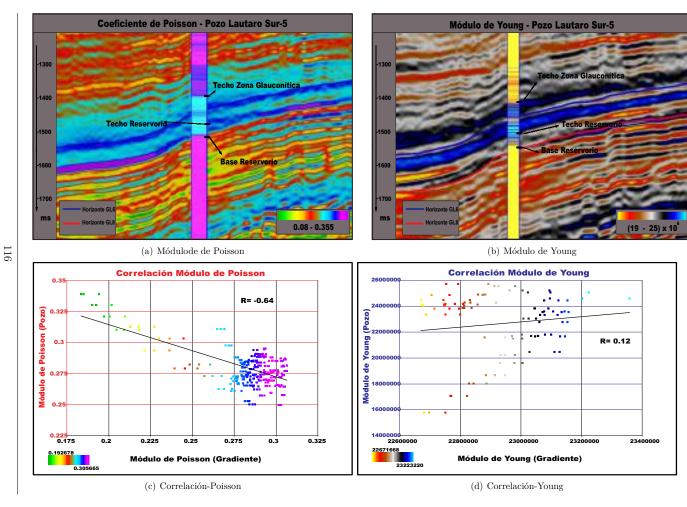


Figura 8.31: Parámetros elásticos - Pozo Lautaro Sur 5

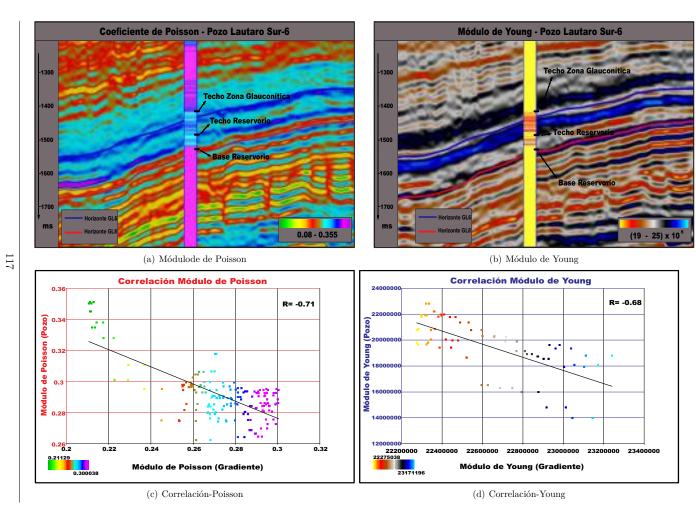


Figura 8.32: Parámetros elásticos - Pozo Lautaro Sur 6

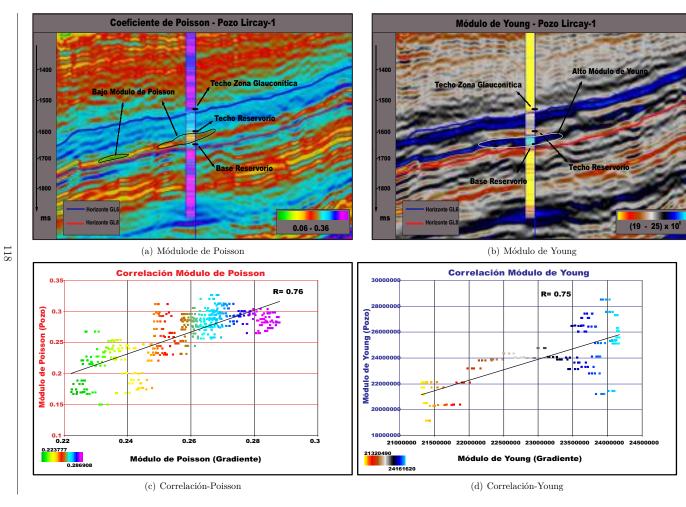


Figura 8.33: Parámetros elásticos - Pozo Lircay 1

Módulo de Young - Pozo Retamos ZG-1

Coeficiente de Poisson - Pozo Retamos ZG-1

Figura 8.34: Parámetros elásticos - Pozo Retamos ZG-1

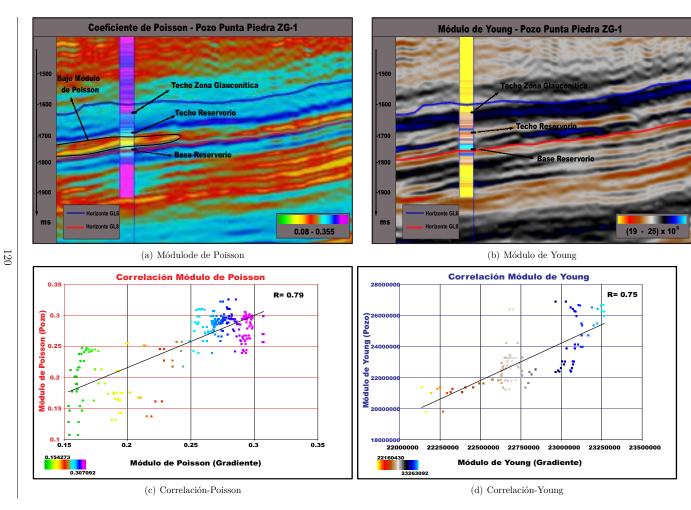


Figura 8.35: Parámetros elásticos - Pozo Punta Piedra ZG-1

8.3. Parámetros elásticos de Poisson y Young (Con pozos que no fueron parte del proceso de inversión)

A continuación se muestran los resultados del módulo de Poisson y Young, visualizados en transectas. Pero utilizando la información de pozos que no fueron parte del proceso de inversión.

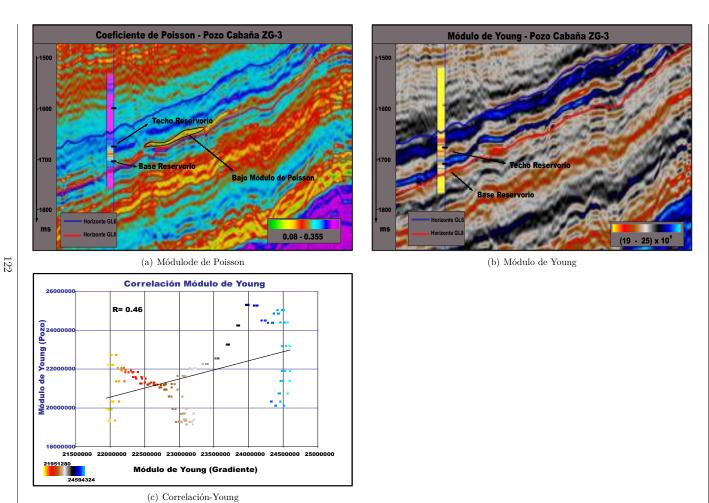
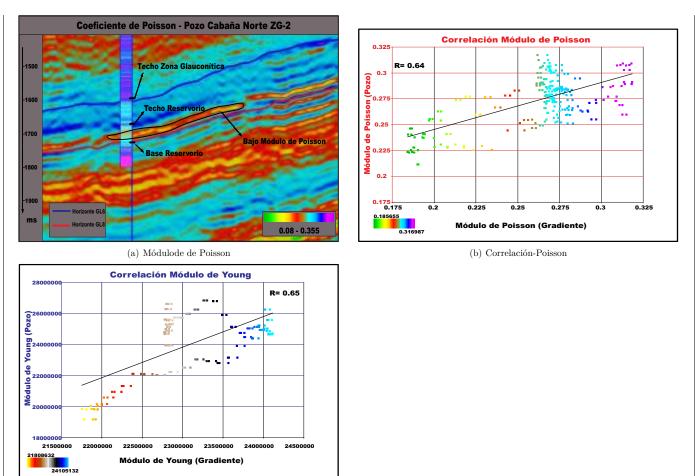


Figura 8.36: Parámetros elásticos - Pozo Cabaña ZG 3



123

Figura 8.37: Parámetros elásticos - Pozo Cabaña Norte ZG-2

(c) Correlación-Young

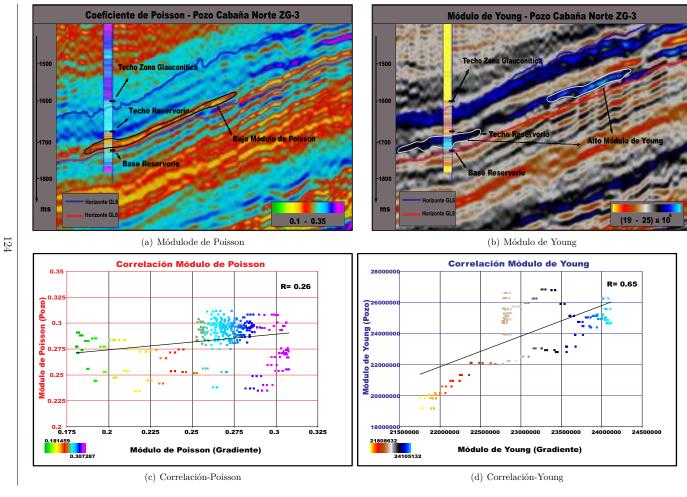


Figura 8.38: Parámetros elásticos - Pozo Cabaña Norte ZG-3

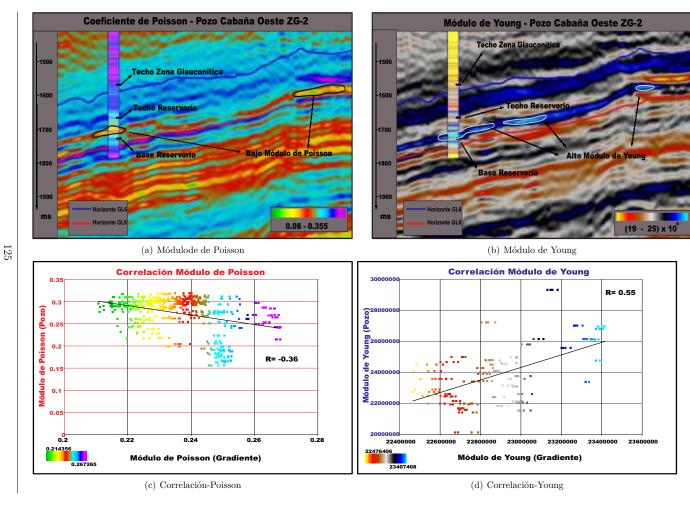


Figura 8.39: Parámetros elásticos - Pozo Cabaña Oeste ZG-2

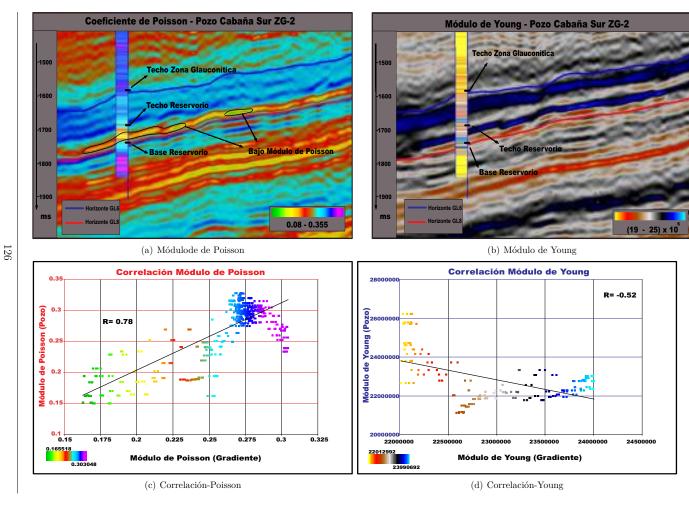


Figura 8.40: Parámetros elásticos - Pozo Cabaña Sur ZG-2

Figura 8.41: Parámetros elásticos - Pozo Lautaro 13

Capítulo 8. Resultados

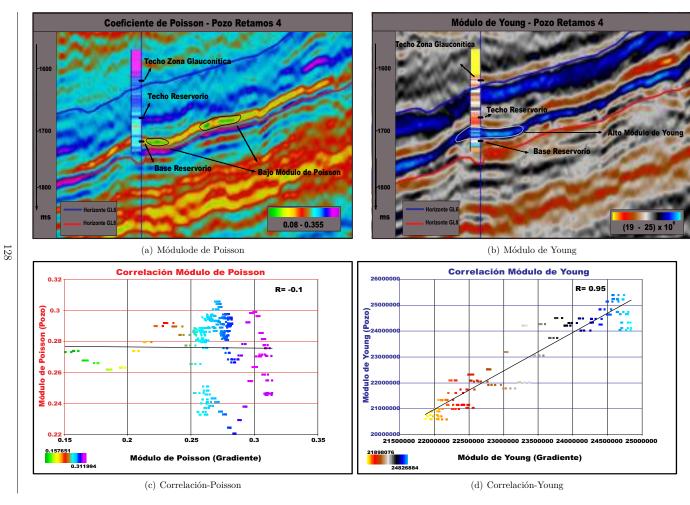


Figura 8.42: Parámetros elásticos - Pozo Retamos 4

Figura $\bf 8.43:$ Parámetros elásticos - Pozo Punta Piedra Oeste1

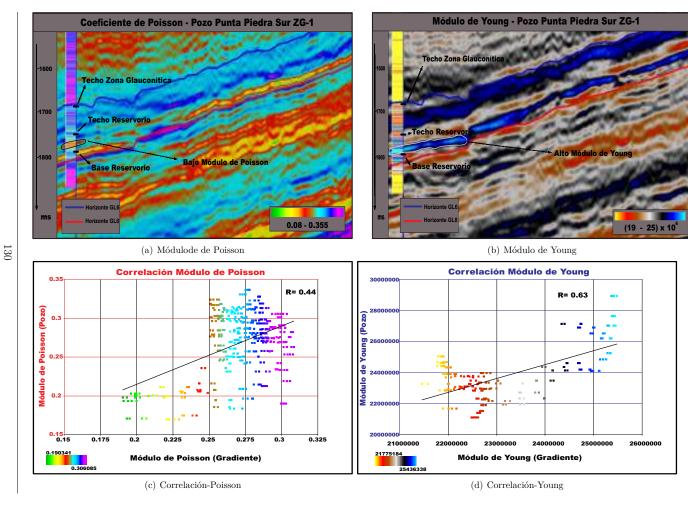


Figura $8.44\colon \operatorname{Par\'{a}metros}$ elásticos - Pozo Punta Piedra Sur ZG-1

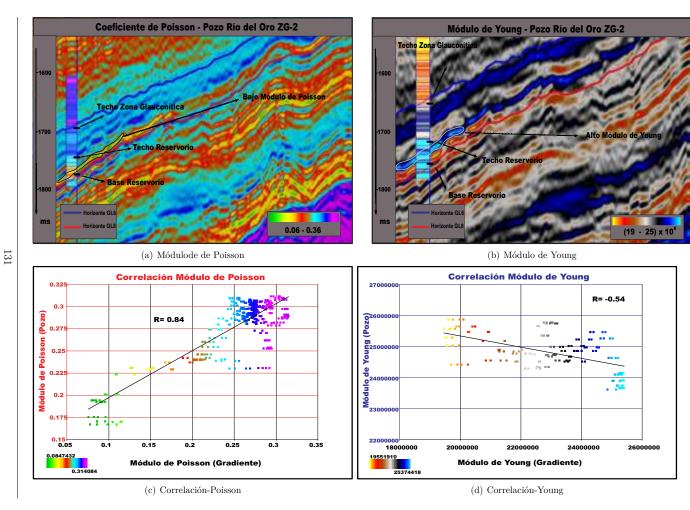


Figura 8.45: Parámetros elásticos - Pozo Rìo del Oro ZG-2

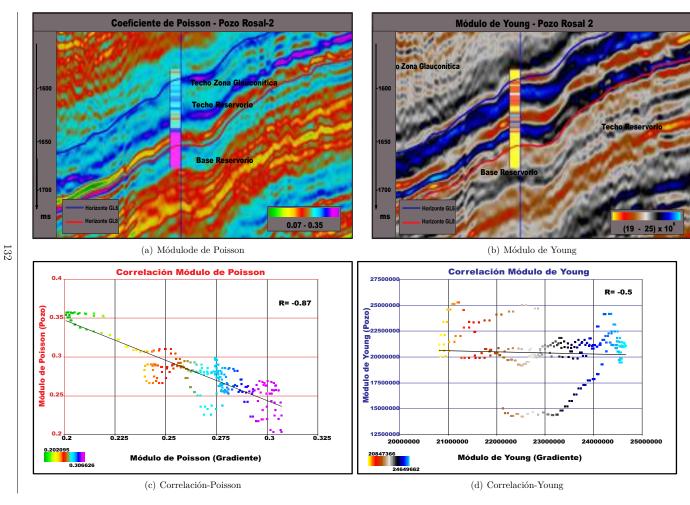


Figura 8.46: Parámetros elásticos - Pozo Rosal 2

Capítulo 9

Discusión

Lo que sabemos es una gota, lo que ignoramos un inmenso océano Newton

El método de inversión sísmica de amplitud permite calcular el parámetro de impedancia acústica en función del tiempo. Este proceso tiene como objetivo poder carcaterizar reservorios de exploración y/o desarrollo.

Los resultados expuestos en el capítulo anterior, demuestran un buen coeficiente de correlación entre los pozos que se utilizarón en el proceso y el resultado de la inversión (tabla ??). Excepto el pozo Lautaro Sur-4 y Cabaña Norte ZG-1. Este último tiene un coeficiente de correlación negativo, lo que da lugar a pensar que existe un mal ajuste sísmica-pozo.

En cuanto a los pozos que no entraron en el proceso de inversión, se calculó su coeficiente de correlación entre el perfil de impedancia acústica del pozo, y el cubo de impedancia acústica (tabla 8.2). De los 11 pozos utilizados para este análisis, sólo 3 de ellos, Cabaña Sur ZG-2,Punta Piedra Sur ZG-1 y Río del Oro ZG-2, poseen un coeficiente de correlación positivo y dentro de un rango aceptable. Otros cinco pozos, Cabaña Norte ZG-2, Cabaña Norte ZG-3, Cabaña Oeste ZG-2, Punta Piedra Oeste-1 y Retamos-4, tienen un coefciente de correlación negativo, por lo que se tiende a pensar que el ajuste sísmica-pozo no ha sido el adecuado, o simplemente que no existe una buena correlación. Los 3 pozos restantes, Cabaña ZG-3, Lautaro-13 y Rosal-2, tienen un coeficiente de correlación positivo, pero muy bajo, por lo que su grado de confianza no es el adecuado.

Desde una visualización en planta de los resultados, la gran discusión se inicia cuando se calcula el promedio entre el marker sísmico regional G7 (que corresponde a los marker de pozo GL-10 o GL-30), y 10 milisegundos bajo esta interface. Es aquí, donde se visualiza la anomalía que caracteriza a la zona glauconítica (figura 8.6), y no cundo promediamos las impedancias 10 milisegundos hacia arriba de este marker regional, como se esperaría. Una de las posibles respuestas a esta caracteristica podría ser el mal ajuste sísmica-pozo, pero esto no es consistente con los resultados de correlación para el proceso de inversión. La segunda, y la que toma más fuerza, es que al promediar las impedancias acústicas bajo el marker sísmico G7, aún estamos dentro de la zona glauconítica. Por lo que da lugar a la opción, que se trata de un tema de la resolución sísmica.

En cuanto a la relación de porosidad efectiva y la impedancia acústica encontrada con la información de los pozos. La anomalía de mayor porosidad queda evidenciada nuevamente al promediar

los datos bajo el marker sísmico regional G7.

Con el objetivo utilizar la mayor cantidad de datos disponibles sobre el area de estudio, se utilizó el gradiente derivado de el análisis AVO. La gran utilidad de usar este cubo, es la alta correlación que se encontró entre la impedancia acústica-S (proveniente del pozo) y el cubo del gradiente, dos variables realizadas en procesos independientes, que evidencian una alta correlación entre ellas (cuadro ??). Este procedimiento dio lugar a crear un cubo de impedancia-S, que luego fue relacionado con la impedancia-P (derivada de la inversión), para crear dos cubos de parámetros elásticos, el módulo de poisson y young. El coeficiente de poisson corresponde a una constante elástica que mide la compresibilidad de un material perpendicular al esfuerzo aplicado, o expresado de otra forma, la relación entre la deformación latitudinal y longitudinal. Por otro lado, el módulo de Young esta relacionado con la elasticidad de un material. Por definición el coeficiente de poisson se define como:

$$\sigma = \frac{0.5 \left(\frac{V_P}{V_S}\right)^2 - 2}{\left(\frac{V_P}{V_S}\right)^2 - 1} \tag{9.1}$$

Si en la ecuación 9.1, la velocidad $V_S = 0$, la relación de poisson es igual a 0,5, lo que indica la presencia de fluidos, ya que las ondas de corte no atraviesan los fluidos, o de un material que mantiene un volumen constante sin importar el esfuerzo, denominado como material imcompresible ideal. Valores de V_S cercanos a 0, son característicos de reservorios con contenido de gas.

Para la zona glauconítica los valores del coeficiente de poisson varian entre 0,08 y 0,35. Al interior de la zona glauconítica inferior estos valores van desde 0.08 hasta 0.27 aproximadamente (figura 9.1). Esto se debe principalmente a la disminución de la velocidad producto de la presencia de fluido (gas) es esta zona, como se puede observar en la figura 9.1 . Así, el coeficiente de poisson es un buen indicador de presencia de gas en la roca, producto de su relación entre las velocidades V_P y V_S .

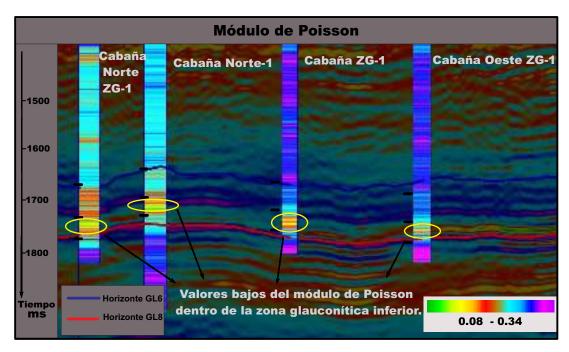
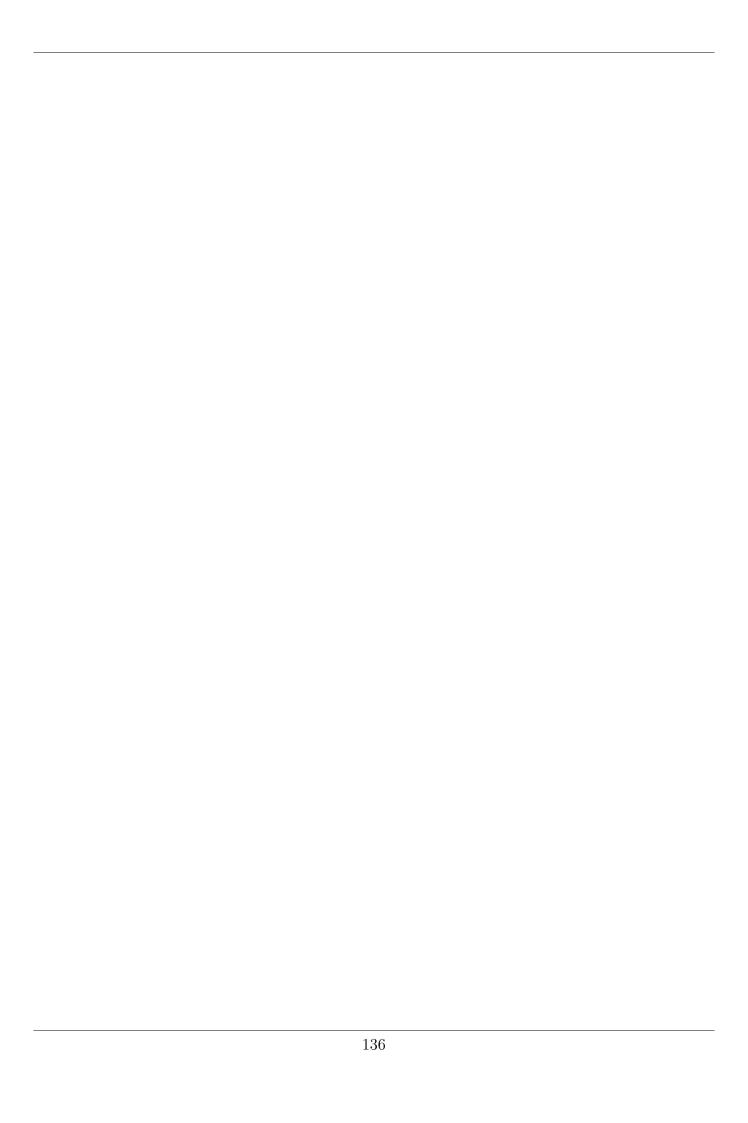


Figura 9.1: Transecta entre 4 pozos que muestra los bajos valores del módulo de Poisson, asociados a la presencia de gas en la zona glauconítica inferior.

Tres estudios de mecánica de roca realizados a testigos extraidos desde la zona glauconítica inferior, para los pozos Punta Piedra ZG-1, Cabaña ZG-1 y Retamos ZG-1, evidencian bajos valores de Poisson y altos valores para el módulo de Young. Lo anterior es consistente con los módulos derivados de la inversión, y puede visualizarse en las figuras 8.35, 8.25, 8.34, respectivamente. Además, los pozos Araucano-1 (figura 8.22), Cabaña Norte-1 (figura 8.24), Cabaña ZG-2 (figura 8.26), Cabaña Norte ZG-1 (figura 8.27), Cabaña Oeste ZG-1 (figura 8.28), Cabaña Sur ZG-1 (figura 8.29), Lircay-1 (figura 8.33), Cabaña Norte ZG-3 (figura 8.38), Cabaña Oeste ZG-2 (figura 8.39) y Cabaña Sur ZG-2 (figura 8.40), también evidencian esta característica. Por otra parte, altos valores del módulo de Young y bajos valores del modulo de Poisson, indicarían que la zona glauconítica es considerada "frágil" y con un bajo esfuerzo local. Debido a lo anterior, es que se considerada a la formacion glauconítica adecuada para la fracturación hidráulica.



Capítulo 10

Conlusiones

La obra maestra más fina es la hecha por Dios, según los principios de la mecánica cuántica... Schrodinger

M'etodo

La inversión basada en modelos corresponde a una inversión de impedancia acústica. Esta inversión es al más adecuada para estudios con baja calidad de los datos y con un control de pozo limitado. Además es una de las técnicas más adecuada para caracterizar reservorios.

La inversión sísmica no es un proceso único, es decir, pueden haber varios modelos de impedancia acústicas que generan, convolucionado con la ondícula, similares trazas sínteticas. El número de posibles soluciones es drásticamente reducido introduciendo restricciones sobre el modelo y así un escenario mucho más posible y realísta es obtenido.

La confianza de la inversión, es también incrementada por medio de otros estudio de caracterización de reservorios como por ejemplo AVO. Así, un integración de datos y procesos, es y será, esencial para la caracterización de reservorios. En otras palabras, es muy importante poder integrar toda la información disponible sobre una área de estudio.

La inversión sísmica de amplitud, por si sóla, no entrega ubicaciones de nuevos pozos, si no que, tiene como objetivo, disminuir el riesgo de estas propuestas, y es una herramienta que tiene que ser sumada a un flujo de trabajo ya existente.

La elección entre un algoritmo determinístico y geoestadístico debe realizarse considerando dos puntos claves: la resolución sísmica vertical comparada con el espesor del reservorio y la disponibilidad de los datos petrofísicos y de testigo de alta calidad. En etapas inciales de desarrollo de yacimientos, es por lo general suficiente una estimación de las propiedades de reservorio mediante inversión determinística, ya que en muchos casos puede reverlar zonas con mejores reservorios. En caso de ser necesario un modelo más detallado del campo petrolífero, la técnica de la inversión geoestadística ofrece excelentes resultados.

Procedimiento

En cuanto al procedimiento para realizar la inversión, la etapa más importante, y en la que se debe trabajar detalladamente, es el proceso de ajustar la sísmica y la información de pozo, ya que es la que correlaciona la información geológica con la sísmica.

Otro punto a considerar, es la relación número de pozos a utilizar en el proceso de inversión, y el área que se quiere cubrir. Lo ideal es poder tener una buena distribución de pozos, ya que así, el proceso geoestadístico ocupado en este trabajo será efectuado de mejor forma, es decir, la correlación entre pozos será más adecuada. Para nuestro trabajo, la mayor densidad de pozos se centro en el sector de cabañas (figura ..), por lo que esta zona tiene mejor calidad en los resultados.

Resultados

Los resultados obtenidos en este trabajo, en particular, los datos derivados de los parámetros elásticos provenientes de la inversión, ratifican lo obtenido en laboratorio. Y ayudan a ratificar que la zona glauconítica es adecuada para el fracturamiento.

Capítulo 11

Bibliografía

11.1. Geología

- -Barwick, J., 1955. The surface stratigraphy of portions of Magallanes province, Chile. Informe inédito, Archivo Técnico ENAP.
- -Biddle, K.T., Uliana, M. A., Mitchum, R. M.Jr., Fitzgerald, M. G. y Wright, R. C., 1986. The stratigraphic and estructural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America. En Foreland Basins (Ed. por P.A. Allen y P. Homewood), Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 8, 41-61 pp.
- -Cañon, 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.
- -Cañon, A y Ernst, M., 1975. Cuadro de correlaciones estratigráficas de la Provincia de Magallanes. Informe inédito, Archivo Técnico ENAP.
- -Cecioni, G. 1955. Edad y Facies del grupo Springhill en Tierra del Fuego. Anales Facultad de.Ciencias Físicas y Mateméticas,. Universidad de Chile, 12, 243-256 pp.
- -Cortés, R. 1963. Sección geológica del terciario entre San Jose y Vania. Informe inédito, Archivo Técnico ENAP.
- -Dalziel, I., 1981. Back arc extension in the southern Andes. A review a critical reappraisal. Philosophical Transaction of the Royal Society, London A, 300, 319-335 pp.
- -Decat J. y Pomeyrol, R., 1931. Informe geológico sobre las posibilidades petrolíferas de la Región Magallánica (21-VII-1929). Boletín Minero, Sociedad Nacional de Mineria, Santiago, año 47, 43(389), 763-772 pp.
- -De Witt, M., 1977. The evolution of the Scotia arc as a key to the reconstruction of south western Gonwanaland. Tectonophysics, 37, 53-81 pp.
- -Du Toit, A. L., 1937. Our wandering continents. Oliver and Boyd, Edimburg., 366 pp.
- -Forsythe, R., 1982. The Late Paleozoic to Early Mesozoic evolution of Southern South America: A plate tectonic interpretation. Journal of Geologic Society of London, 139, 671-682 pp.

- -Forsythe, R. y Mpodozis, C., 1983. Geología del basamento pre-Jurásico Superior en el Archipiélago Madre de Dios, Magallanes, Chile. Sernageomin, Boletin 39.
- -González, E.,1952. Levantamiento geológico estructural en el área de Estancia El Salto-Seccion Las Coles. Informe interno, Archivo Técnico ENAP.
- -González, E., 1953. Estratigrafia 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.
- -Gust, D., Biddle, K., Phelps, D. y Uliana, M., 1985. Associated Middle to Late Jurasic volcanism and extension in southern South América. Tectonophysics. 116, 223-253 pp.
- -Harambour, S. y Soffia, J. M., 1988a. Transición de margen pasivo a cuenca de antepaís: síntesis evolutiva para el extremo norte de Ultima Esperanza, Magallanes, Chile. V Congreso Geológico Chileno. 2, A385-A402 pp.
- -Harambour, S. y Soffia, J. M., 1988b. Evaluación geológica y petrolera del extremo norte de la Provincia de Ultima Esperanza. Informe inédito, Archivo Técnico ENAP.
- -Hauser, A., 1964. La Zona Glauconítica en la Plataforma Springhill. Magallanes, Chile. Memoria de prueba para optar al Título de Geólogo, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, Santiago.
- -Hervé, F., Davidson, J., Godoy, E., Mpodosis, C. y Covacevic, V. 1981a. The Late Paleozoic in Chile: stratigraphy, structure and posible tholeitic framework. Anais da Academia Brasileira de Ciencias. 53(2), 363-373 pp.
- -Hervé, F. Nelson, E., Kawashita, K. y Suárez, M.; 1981b. New Isotopic ages and the timing of orogenic events in the Cordillera Darwin, Sothernmost chilean Andes. Earth and Planetary Science Letters. 55, 257-265 pp.
- -Katz, H., 1963. Revisión of Cretaceuos stratigraphy in Patagonian Cordillera of Ultima Esperanza. Magallanes province, Chile. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 47, 506-524 pp.
- -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., 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.
- -Mella, P., 2001, Control Tectónico en la Evolución de la Cuenca de Antepais de Magallanes,XII Región, Chile: Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra, Memoria para optar al Título de Geólogo, 149 p.
- -Miall, A.,D., 1978. Tectonic setting and syndepositional deformation of molase an other nonmarine-paralic sedimentary basin. Canadian Journal of Earth Sciences. 15, 1.613-1.632 pp.

- -Mordójovich, C., 1948. Descripción de testigos, Informe inédito, Archivo Técnico ENAP.
- -Mpodozis, C., Mella, P., Padva, D., 2011. Estratigrafía y Megasecuencias Sedimentarias en la Cuenca Austral-Magallanes, Argentina y Chile.
- -Mpodozis, C y Ramos, V., 1989. The Andes of Chile and Argentina. Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources. Houston, Texas, Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series. Ericksen, Cañas y Reinemund (eds). 11, 59-90 pp.
- -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.
- -Nelson, E., Dalziel, Y. y Milnes, A., 1980. Structural geology of the Cordillera Darwin-collisional style orogenesis in the southernmost Chilean Andes. Eclogae Geologica Helvetica, 73(3), 727-751 pp.
- -Rose, J., F., 1977. The Upper Cretaceus and Terciary marine cytheracean ostracods of the Magallanes Basin, southern Chile. Phd Thesis, University of Hull, Inglaterra.
- -Ruby, G., 1945. Mina Rica Structure, Seno Otway district, Magallanes. Informe inédito, Archivo Técnico ENAP.
- -Thomas, C. R., 1949. Geology and petroleum exploration in Magallanes Province, Chile. Bulletin American Association of Petroleum Geologists, 33(9), 1555-1578 pp.
- -Uliana, M., Biddle, K., Phelps, D. y Gust, D., 1986. Significado del volcanismo y extensión mesojurásicos en el extremo meridional de Sudamérica. Asociación Geológica Argentina. 40(3-4), 231-253 pp.
- -Wilson, T., 1991. Transition from back arc to foreland basin development in the southern Andes: stratigraphic record from the Ultima Esperanza District, Chile. Geological Society of America Bulletin, 103, 98-111 pp.
- -Winn, R. y Dott, R., 1979. Deep-Water fan channel conglomerates of Late Cretaceous age. Southern Chile. Sedimentology, 26, 203-228 pp.
- -Winslow, M., 1982. The structural evolution of the Magallanes Basin and neotectonics in the southenrmost Andes, En Craddock C., eds., Antartic Geoscience:Madison, Wisconsin, University of Wisconsin, 143-154 pp.

11.2. Sísmica de Reflexión

- Telford, W., Geldart, L., Sheriff, E., 1990. Applied Geophysics.
- - Shearer, P., 2009. Introduction to Seismology.
- - Sheriff, R., 1995. Exploration Seismology.
- -Bacon, M., Simm, R., Resdshaw, T., 2003. 3-D Seismic Interpretation.
- Sheriff, R. Encyclopedic Dictionay of Exploration Geophysics. 1991.

11.3. Geoestadística

- Armstrong, M. Basic Linear Geostatistics. Springer. 1998.
- Caers, J. Petroleum Geoestatistics. Society of Petroleum Engineers (SPE). 2005.
- Jensen, J., Lake; CORBETT, P. and COGGIN, D. Statistics for Petroleum Engineers and Geoscientists. 2nd Edition, Elseiver. 2003.
- Diaz V., M. Geoestadística Aplicada. Instituto de Geofísica, UNAM, 2002.
- Deutsch, C. Geostatistical Reservoir Modeling. Oxford University Press. 2002.
- Davias, J. Statistics and data analysis in geology, 3rd Edition. Kansas Geological Survey-Wiley.
 2003.
- Emery, X. Apuntes de Geoestadística. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile. 2007.
- Goovaerts, P. Geostatistical for Natural Resources Evaluation. 1997.

Apéndice A

Geoestadística

La ciencia viene, la sabiduría se queda... Alfred Tennyson

Resumen: En este capítulo revisaremos los principales conceptos de geoestadística.

Introducción

La geoestadística corresponde a una rama de la estadística aplicada, especializada en el análisis, predicción y modelación de la variabilidad espacial de fenómenos que estan presentes en las Ciencias de la Tierra. Cuando trabajamos en geoestadística, consideramos variables que estan distribuidas espacialmente, por lo tanto, estas variables no se consideran independientes como en la estadística clásica, es decir, están correlacionadas entre ellas por medio de una dependencia espacial (variables regionalizadas). Entonces, mientras menos distancia existe entre dos puntos se observará mayor correlación, y entre mayor distancia menor correlación (Caers, 2005).

Los primeros trabajos relacionados a la geoestadística fuerón realizados por el profesor Georges Matheron junto a su grupo de trabajo del centro de geoestadística de IÉcole des Mines de Paris en la decada de los años 60. Donde el tema principal de investigación fue las aplicaciones del modelamiento de variogramas (Dubrule, 2003). Este trabajo fue el impulsor para el desarrollo de la geoestadística. En las décadas posteriores surgió un amplio rango de aplicaciones y nuevas técnicas aplicadas al modelamiento de reservorios.

El comportamiento de variables distribuidas espacialmente lo podemos observar en las impedancias acústicas medidas en los pozos perforados. Los valores de esta variables sólo se conocen en estas ubicaciones, por lo que no hay conocimiento de su valor en las posiciones del yacimiento donde no hay pozos perforados. Con las herramientas de la geoestadística se pretende predecir valores de esta variable regionalizada en todo el reservorio.

Conceptos Básicos de Geoestadística

- variable discreta: está formada por un número finito de elementos. Un ejemplo de variable discreta es la litología, la cual puede tomar valores 0 para lutitas y 1 para arena.
- variable aleatoria continua: está formada por un número infinito de elementos y toma valores reales. Por ejemplo podemos considerar variables aleatorias continuas a: porosidad, impedancia acústica, permeabilidad, etc.
- Función de distribución de probabilidad: Función que asigna a cada suceso definido sobre una variable aleatoria de probabilidad, que dicho suceso ocurra. Principalmente se usa para identificar el tipo de distribución presente, y para determinar si hay presencia de poblaciones mixtas. Si la función de probabilidad sólo toma valores positivos en un conjunto de valores finito se denomina distribución de variable aleatoria discreta (Jensen et al., 2003).

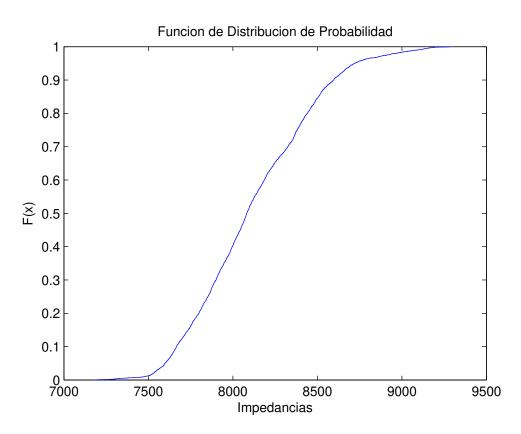


Figura A.1: Función de distribución de probabilidad aplicada a las impedancias del pozo Cabaña Oeste ZG-1.

■ Función de densidad de probabilidad (pdf): Es una función matemática que caracteriza el comportamiento probable de una población. La función de densidad define la concentración de probabilidad alrededor de los valores de una variable aleatoria continua (Jensen et al., 2003). En situaciones donde un valor es perfectamente conocido (porosidad en un testigo por ejemplo), la función de densidad de probabilidad (pdf) es reducida a una única barra o valor, la cual corresponde a la variable medida. De lo contrario la pdf mide el grado de conocimiento disponible sobre un parámetro. Mientras mayor sea la dispersión, el conocimiento será más débil sobre la variable en estudio (Dubrule, 2003). Por lo general la pdf es derivada de datos

con conocimiento a priori de estos. Por ejemplo datos de pozo de las impedancias acústicas.

- Función Aleatoria (FA): Corresponde a un proceso estocástico. Si a cada punto x perteneciente a un dominio Ω sobre un espacio especificado, se le puede asociar una variable aleatoria Z. Entonces el conjunto de variables aleatorias espacialmente distribuidas será una función aleatoria Z(x) (Jensen et al., 2003). Podemos considerar una función aleatoria distribuida espacialmente a facies y porosidad de un yacimiento.
- Variable Aleatoria Regionalizada: Una variable regionalizada es simplemente una función f(x), que toma valores en cada uno de los puntos coordenados (x_i, y_i, z_i) en un espacio tridimensional, y es muy frecuente que estas funciones varíen irregularmente en el espacio, impidiendo un estudio matemático directo, por lo que se hace necesario realizar un análisis de variabilidad de la información disponible (Jensen et al., 2003).

Existen algunos parámetros de una variable aleatoria, que resumen en valores numéricos todas sus características principales. Estos parámetros son los momentos de una variable aleatoria.

Momentos de una Variable Aleatoria

Momentos de primer orden

■ Esperanza o media: Es el valor más probable que puede tomar una variable aleatoria. Se conoce también como media poblacional, valor esperado o media. Se define como la suma del producto de la probabilidad de cada suceso por el valor de dicho suceso (Armstrong, 1998).

$$m = E[X] = \sum_{i=1}^{n} x_i p(x_i)$$
 (A.1)

Por otra parte, la esperanza de una variable aleatoria continua se define como:

$$m = E[X] = \int_{-\infty}^{\infty} x f(x) dx \tag{A.2}$$

Momentos de segundo orden

■ Varianza (σ^2): Es un momento central de segundo orden. Es una medida de la dispersión de una variable aleatoria con respecto a su esperanza. Se define como la esperanza del cuadrado de la desviación de dicha variable respecto a su media (Armstrong, 1988).

$$\sigma^2 = V(X) = E[(X - E(X))^2] \ge 0 \tag{A.3}$$

En ocasiones la varianza se verá influenciada por valores atípicos y está relacionada con la desviación estándar, ya que es la raíz cuadrada de la varianza.

$$\sigma = \sqrt{(V(X))} \tag{A.4}$$

$$\sigma^2 = V(X) \tag{A.5}$$

La varianza para una variable aleatoria continua queda definida de la siguiente forma:

$$V(X) = \int (x - \mu)^2 f(x) dx \tag{A.6}$$

Y la varianza para una variable aleatoria discreta es:

$$V(X) = \sum_{i=1}^{n} (x_i - \mu)^2 P_i$$
 (A.7)

o también se puede escribir de la siguiente forma:

$$\sigma^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^{n} (x_i - m)^2 \tag{A.8}$$

■ Desviación estándar: La desviación estándar es una medida de centralización o dispersión. Se define como la raíz cuadrada de la varianza. Es una medida que informa de la distancia que tienen los datos respecto a su media aritmética, y se expresa en las mismas unidades que la variable.

$$\sigma = \sqrt{(Var[z])} \tag{A.9}$$

Distribución Normal

Distribución Normal: También conocida como Distribución de Gauss o Distribución Gaussiana. Corresponde a una distribución de probabilidad de una variable aleatoria continua. La gráfica de su función de densidad tiene la forma de una campana (unimodal) y es simétrica respecto a un determinado parámetro (media). Los parámetros de media, mediana y moda coinciden. Esta distribución es una de las más importantes, ya que permite modelar numerosos fenómenos naturales (Journel et al., 1978), y esta caracterizada por la media y la varianza: $N(m, \sigma^2)$ (Diaz, 2002).

La función de densidad de probabilidad se define como:

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}}e^{\frac{-1}{2}\left(\frac{x-m}{\sigma}\right)^2}, x\epsilon R \tag{A.10}$$

Para tener conocimento en detalle de un conjunto de datos, no sólo tenemos que conocer las medidas de tendencia central, sino que necesitamos conocer también la desviación que presentan los datos con respecto a la media aritmética de dicha distribución. El objetivo de lo antes mencionado, es poder tener una visión más acorde a la realidad a la hora de poder caracterizar un problema (Caers, 2005).

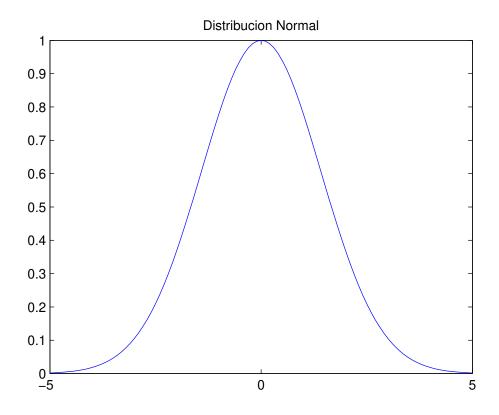


Figura A.2: Gráfica de una distribución normal o gaussiana (ecuación 5.10).

Teorema central del límite

El teorema central del límite esta estrechamente relacionda con la distribución normal como límites de sumas y productos de variables aleatorias. Ya que muchas de las simulaciones condicionales geoestadísticas son obtenidas a través de la suma de un número de variables aleatorias independientes, obteniendo como resultado de estas simulaciones condicionales una tendencia hacia una distribución normal.

Covarianza

■ Covarianza: La covarianza se define de manera análoga a los momentos centrales univariados (Deutsch, 2002).

$$Cov(X,Y) = \sigma_{XY} = E(X - m_X)(Y - m_y)$$
(A.11)

La covarianza es una medida de dispersión conjunta de dos variables estadísticas. Y mide la correlación espacial.

$$\sigma_{XY} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} (x_i - m_X)(y_i - m_Y) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} x_i y_i - m_X m_Y$$
 (A.12)

La covarianza es la base para todo proceso matemático de kriging.

Análisis Espacial

Cuando hablamos de una variable regionalizada, consideramos que sus valores no son independientes, esto significa que un valor medido en una posición proporciona información sobre los valores de las posiciones vecinas. Ahora, considerando una interpretación en el sentido probabilístico de la variable regionalizada, se puede decir que la noción de dependencia anteriormente mencionada, se puede describir mediante la distribución espacial de la función aleatoria, la cual representa como estan relacionados los valores observados en distintas posiciones por medio de una distribución de probabilidad (Emery, 2007). El análisis espacial corresponde a un proceso de estimación y modelación de la función que describe la correlación espacial de las variables. Este proceso es uno de los más importantes en la geoestadística, ya que esta encargado de la caracterización de la estructura espacial de un fenómeno regionalizado, y corresponde al proceso donde se obtiene un modelo geoestadístico para la función aleatoria en estudio (Caers (2005), Deutsch (2002)). Davis (2003) menciona que para este análisis, es necesario estimar y modelar la función de semivarianzas y semivariograma (variograma).

Variogram as

El semivariograma o variograma corresponde a una herramienta que permite el análisis del comportamiento espacial de una variable sobre un área previamente definida, obteniendo como resultado la influencia de los datos a diferentes distancias (Rojas, 2011), y es la herramienta más importante de la geoestadística (Deutsch, 2002).

Existen dos tipos de variogramas, el variograma experimental y el variograma modelado. El primero de ellos es inferido a partir de los datos disponibles, en este caso los perfiles de impedancias acústicas de los pozos (variogramas verticales) y horizontes sísmicos (variogramas horizontales), mientras que el variograma modelado es ajustado en torno al variograma experimental.

Variograma Experimental

Sea z una variable regionalizada en n ubicaciones $x_1, ...x$. El variograma tradicional para un vector de separación \mathbf{h} , queda definido de la siguiente forma:

$$\gamma(\mathbf{h}) = \frac{1}{2|N(\mathbf{h})|} \sum [z(x_a) - z(x_b)]^2$$
(A.13)

donde $N(\mathbf{h}) = (\alpha, \beta)$ tal que $x_{\alpha} - x_{\beta} = \mathbf{h}$

Ahora podemos reemplazar la esperanza en la expresión del variograma teórico.

$$\gamma(\mathbf{h}) = \frac{1}{2} E[Z(\mathbf{x} + \mathbf{h}) - Z(\mathbf{x})]^2$$
(A.14)

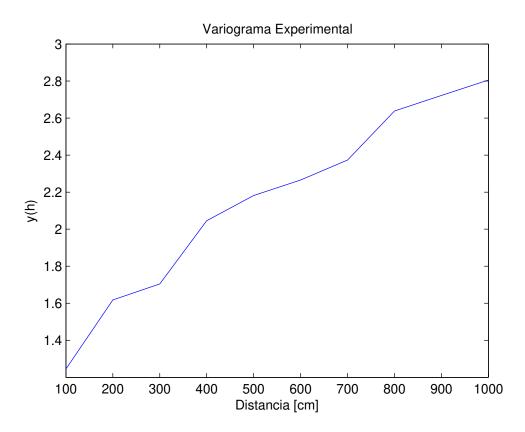


Figura A.3: Variograma experimental vertical para las impedancias del pozo Cabaña Oeste ZG-1.

Modelación de Variogramas

El variograma experimental antes mencionado no puede utilizarse como un modelo directamente, ya que sólo esta definido para algunas distancias y direcciones, por lo que es incompleto. Además esta sujeto a aproximaciones, débido al número limitado de datos y a los parámetros de tolerancia utilizado en el cálculo. Por lo tanto, debido a lo anteriomente mencionado la idea es ajustar un modelo teórico de variograma en torno a un variograma experimental que queda definido por

medio de los datos disponibles. Esta etapa es la parte fundamental de un estudio geoestadístico, ya que en esta fase es donde se interpreta la continuidad espacial de la variable en estudio (Emery, 2007).

Después de escoger un modelo geoestadístico teoríco (aquí un modelo estacionario), se deben evaluar algunos parámetros de este modelo (Dubrule, 2003). Estos parámetros serán discutidos en la siguiente sección.

Modelos Teoricos de Variogramas Estacionarios

No todas las funciones pueden ser consideradas variogramas o modelos de covarianza, ya que los variogramas y covarianzas son usadas para calcular varianzas, las cuales deben ser siempre positivas. Las covarianzas deben pertencer estrictamente a la clase de funciones definidas positivas, mientras que los variogramas no necesariamente. Chiles y Delfiner (1999) muestran que para asegurar que una función es una covarianza, simplemente se necesita clacular su transformada de Fourier y verificar que esta sea positiva. Esta transfromada de fourier es simplemente su densidad espectral.

A continuación se presentan los tres principales modelos de variogramas (figura A.4)

$$\gamma(h) = C\left[\frac{3h}{2a} - \frac{1h^3}{2a^3}\right], esf\'{e}rico$$
 (A.15)

$$\gamma(h) = C\left(1 - exp\left(\frac{3h}{a}\right)\right), exponencial$$
(A.16)

$$\gamma(h) = C\left(1 - exp\left(\frac{3h^2}{a^2}\right)\right), gaussiano$$
 (A.17)

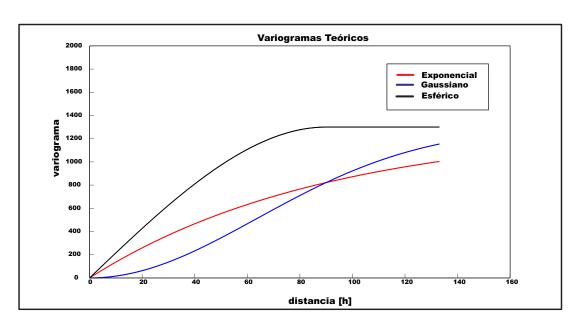


Figura A.4: Tres principales variogramas teorícos.

Parámetros de un modelo de variograma teoríco

Los principales parámetros de un variograma teoríco estacionario (figura A.5) son: efecto pepita (nugget effect) relacionado con la discontinuidad en el origen, rango (distancia a la cual el variograma se transforma en una línea plana horizontal al eje de las abscisas), sill (valor de la meseta), y comportamiento en el origen.

- Meseta o Sill: Corresponde a la ubicación en el plano cartesiano donde los valores de los puntos de la varianza se vuelven planos horizonatales. Además esta referida a la varianza total del sistema. Por otra parte, se puede considerar como el valor constante que toma el variograma a distancias mayores al rango (Davias, 2003). Varianza de la función aleatoria Z(x).
- Efecto pepita o "nugget effect" (discontinuidad en el origen): Corresponde al desfase que existe entre el origen y el intercepto del variograma en el eje de las ordenadas (eje y). Este efecto se puede producir debido a errores en las medidas, pero a su vez puede representar heterogeneidad a pequeña escala (Goovaerts, 1997).Por otro lado el efecto pepita (nugget effect) nos dice sobre la diferencia entre dos mediciones que podrían ser hechas en la misma ubicación.
- Rango: Corresponde al punto sobre el eje de las abscisas (eje x), donde la varianza toma una forma plana. Este parámetro define el rango de correlación. Davis (2003) define el rango como la distancia a la cual una variograma se estabiliza o simplemente distancias donde los valores de la variable dejan de estar correlacionadas. En la situación límite de un efecto pepita puro, es decir en presencia de cero rango, estamos tratando con un modelo de ruido blanco de muy altas frecuencias.

Comportamiento en el origen

El comportamiento en el origen nos dice si estamos tratando con una variable suavizada (parabólico) o una variable más bien aleatoria (lineal). Cuando un variograma es regular en el origen (distancias de su función cercanas a 0), se puede considerar que más regular es la variable regionalizada en el espacio (Emery, 2007). Se pueden distinguir tres tipos de comportamiento del variograma en torno al origen (Figura A.4).

- parábolico: cuando el comportamiento en el origen es del tipo parabólico, podemos decir que corresponde a una variable regionalizada muy regular en el espacio.
- lineal: En este caso, la variable regionalizada corresponde a una variable continua, pero no tan regular. El variograma con un comportamiento lineal en el origen es asociado con una imagen de aspecto aleatoria, a diferencia con los variogramas que tienen un comportamiento parabólico en el origen. La imagen que tiene un comportamiento gaussiano varía de una forma más rápida que los otros dos modelos, ya que su comportamiento en el origen es altamente diferenciable (figura A.4).

Por otro lado, al considerar un modelo lineal se esta trabajando con modelos no estacionarios, es decir, no hay estacionariadad alrededor de un valor medio (media), y por lo tanto no hay un rango presente. Así, el rango esta relacionado a la longitud de onda de las osiclaciones alrededor de un valor medio (mean), desde cero cuando estamos en presencia de un efecto pepita puro (dos valores vecinos no tienen razón para estar en el mismo lado de la media), a efecto pepita medio (por ejemplo, los tres modelos estacionarios antes mencionados(gaussiano, esférico, cúbico)), y finalmente al infinito (cuando hablamos de modelos lineales).

■ discontinuo: Para este caso, la variable regionalizada es más errática, es decir, con discontinuidades en la distribución espacial de sus valores. La diferencia entre dos datos muy cercanos no es despreciable: los valores medidos varían a una escala muy pequeña y su continuidad no es perceptible. Este fenómeno tiene el nombre de efecto pepita. El origen de su nombre tiene como referencia a las leyes de oro en los yacimientos auríferos, que cambian bruscamente cuando hay pepitas de oro (Emery, 2007, Dubrule, 2003).

En conclusión, estos cuatro parámetros (sill, efecto pepita, rango, comportamiento en el origen) que presentan los variogramas tienen una interpretación práctica. Así, los variogramas nos ayudarán a construir un modelo de variograma cuando no hay suficientes datos disponibles (Dubrule, 2003).

Consideraciones prácticas sobre el Variograma

En cuanto a los modelos de variogramas teorícos (figura A.4) podemos decir que:

El modelo esférico y exponencial tienen un comportamiento lineal en el origen (figura A.4). Sin embargo el modelo exponencial, para el mismo rango práctico, tiene un escalamiento más rápido que el modelo esférico, lo que significa que al tener dos puntos con datos cercanos entre ellos, tienden a variar más en el modelo exponencial que en el modelo gaussiano. El modelo cúbico y gaussiano son ambos parabólicos en el origen, sin embargo, el modelo Gaussiano es mucho más suave en el origen que el cúbico, lo que tiene como significado que al considerar un mismo rango, un variograma Gaussiano tiene variaciones mucho más suavizadas de la función aleatoria Z(x). Por lo tanto, cuando se tienen modelos de variogramas con mayores pendientes en el origen, estos corresponden a variables que son variables más continuas (Dubrule, 2003, Emery, 2007, Jensen, 2003).

Las funciones de covarianza asociadas con los modelos de variogramas presentados en la figura A.4 puede ser derivados usando la siguiente ecuación:

$$\underbrace{\gamma(y)}_{Variograma} = \underbrace{C(0) - C(h)}_{Covarianza} \tag{A.18}$$

Todos los modelos cúbicos, esféricos y gaussianos corresponden a imagenes estacionarias, donde sus principales diferencias estan asociadas al grado de suavizamiento de cada uno de ellos, es decir, con la pediente del variograma.

$Modelo\ geoestad\'istico$

$Estacionario\ versus\ no ext{-}Estacionario$

Podemos definir 2 categorias de modelamiento con variogramas:

1. La geoestadística determinística escencialmente relacionada en torno a kriging (Anexo III), la cual cubre un amplio número de técnicas tales como:

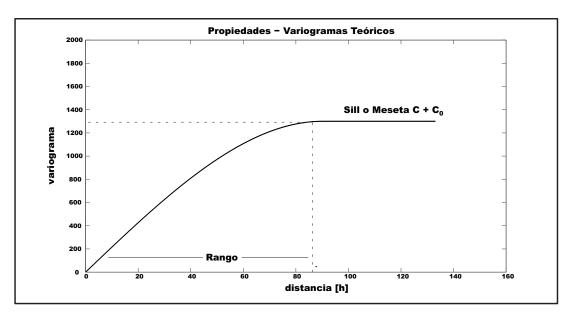


Figura A.5: Anisotropía Geométrica.

- external drift kriging
- error cokriging
- factorial kriging
- collocated kriging
- 2. Geoestadística Estocástica: Esta relacionada con las númerosas técnicas desarrolladas alrededor del concepto de simulación condicional. La simulación condicional es estocástica en el sentido de que generá una familia de realización con la simulación de Monte-Carlo. Todas estas realizaciones serán compatibles con el modelo geológico a priori y los datos existentes.

La suposición básico de un modelo geoestadístico viene dada por:

$$Z(X) = R(X) + m(x) \tag{A.19}$$

Donde la función aleatoria Z(x) es igual a la suma de una tendencia m(x) y de un residual estacionario R(x) de media=0. El modelo geoestadístico consistirá de un modelamiento de Z(x) como la suma de una tendencia polinomial m(x) y una función aleatoria residual R(x). La tendencia m(x) es usuamente constante, lineal, o parabólica. Si esto es constante, estamos simplemente en el contexto de un modelo estacionario de media igual a m. Además si m(x) es lineal o parabólico, su expresión es la misma que en la tendencia superficial. Sin embargo, la diferencia con el análisis de tendencia superficial es que el residual del análisis de tendencia superficial no esta correlacionado en espacio, mientras que el residual R(x) si lo esta (Dubrule, 2003).

Pero, primero debemos considerar la suposición de estacionaridad, que nos permitirá inferir propiedades estadísticas de una función aleatoria Z(x) sobre la base de esta única realización z(x).

■ Primera suposición: Tiene una media constante. Esto implica que esta media puede ser inferida promediando los valores medidos de todas las realizaciones de z(x) en las diferentes posiciones espaciales.

- Segunda suposición: La varianza z(x) es independiente de la ubicación. Esto significa que estamos tratando con un parámetro que esta oscilando alrededor de una media constante con una amplitud que es estadísticamente la misma en todas partes.
- Tercera suposición: La covarianza entre mediciones en 2 ubicaciones depende sólo de ubicaciones. Esto significa que somos capaces de inferir esta covarianza por medio de una combinación de pares de puntos tomados en diferentes ubicaciones. Esto no podría ser posible si la media y la varianza dependierán de la posición.

Así gracias a la suposición de estacionaridad , somos capaces de obtener propiedades estadísticas que combinan valores en diferentes ubicaciones, teniendo sólo una realización, esta única realización es, en este caso, la inversión determinística.